

**QUALITATIVE UND QUANTITATIVE
GERÖLLBESTANDSAUFNAHME IN DER MOLASSE
DES CHIEMGAUS, OBERBAYERN**

WOLFGANG SKERIES

Disbui. München

1988





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554801_0082

QUALITATIVE UND QUANTITATIVE GERÖLLBESTANDSAUFNAHME
IN DER MOLASSE DES CHIEMGAUS,
OBERBAYERN.

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig - Maximilians - Universität

München

vorgelegt von

Wolfgang SKERIES

München 1988

1. Berichterstatter : Prof. Dr. G. TROLL

2. Berichterstatter : Prof. Dr. H. HAGN

Tag der Abgabe : 03. Dezember 1987

Tag der Prüfung : 09. Mai 1988

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Geröllgesteine aus neun tertiären Aufschlüssen (ohne Wachtberg N Salzburg) dokumentieren die petrographische Zusammensetzung der Gebirgsoberfläche im Einzugsgebiet der Chiemgauer Molasse während der Stufen Unter-Eger, Ober-Eger und Ottwang.

Es wird versucht, die Herkunft der Geröllgesteine räumlich möglichst eng einzugrenzen. Sie dienen somit einer Rekonstruktion des schuttlliefernden Flußnetzes. Einige Magmatitgerölle beispielsweise, insbesondere in der Stufe des Ober-Eger, weisen auf einen Ursprung in der Err-Berninadeckengruppe hin, welche heute im Engadin freiliegt. Vielleicht ist im Tertiär schon ein Fluß angelegt worden, der im Verlauf dem heutigen Inn ähnlich gewesen ist. Verschiedene Gneisarten lassen sich aus dem Altkristallin der austroalpinen Decken herleiten. Schiefer der Grauwackenzone sind vertreten, jedoch in weitaus geringerer Menge als die Metamorphite des austroalpinen Altkristallins. Es ist nicht ausgeschlossen, daß einige hypabyssische Magmatite aus periadriatischen Plutonen (Rensen- und Rieserfernerstock, "Brixener Granit") über einen in etwa meridional verlaufenden Fluß verfrachtet worden sind. Die Annahme, daß das penninische Kristallin als Spender des vorliegenden Geröllbestandes gedient hat, ist nicht notwendig : alle kristallinen Gerölle lassen sich den metamorphen austroalpinen Decken zuordnen. Es fehlen zudem einige sowohl typische als auch weit verbreitete Gesteinsarten des Penninikums. Die Palette an Sedimentitgeröllern wird zum allergrößten Teil von mesozoischen kalkalpinen Karbonaten gestellt. Gerölle der Flyschfazies sind im Eger selten, während sie im Ottwang im Geröllbestand deutlich zunehmen. In gleichem Maße verschwinden im Ottwang die Kristallingerölle.

Die Größenklassen der neun ausgewerteten tertiären Konglomeratproben zeigen Verteilungen von Anzahl und Gewicht, welche der Verteilung von Anzahl und Gewicht der Gerölle in einer

rezenten Flußschotterprobe bis auf zwei Ausnahmen ähnlich sind. Abweichungen lassen sich in den Gesamtproben "Pechschnaittgraben" und "NW-Hang Ratzinger Höhe" erkennen.

In der Zeit des Unter-Eger (Aufschlüsse Westerbuchberg und Osterbuchberg) sind Magmatitgerölle nur sehr spärlich vertreten, während gneisartige Gesteine für den Geröllbestand geradezu charakteristisch sind. Der Anteil an Magmatitgeröllen und ihre Vielfalt vergrößern sich in den Konglomeraten des Ober-Eger (Aufschlüsse Grabenstätt und Hochberg); die Menge und Vielfalt an Gneisen ändern sich nicht sprunghaft. In beiden Stufen zeigen die Gerölle, deren Herkunft dem austroalpinen Altkristallin zugeordnet wird, in der Übersicht eine Tendenz zur relativen Nahschüttung gegenüber den meisten karbonatischen Sedimentiten. Vermutlich stammen die Karbonate, da sie überwiegend eine Fernschüttung zeigen, zu einem großen Teil aus der Peripherie des Einzugsgebietes, wo das Altkristallin der austroalpinen Decken noch von permomesozoischen Sedimenten des Austroalpins bedeckt gewesen ist. Das Kristallin ist in seiner nördlichen Verbreitung, wohl südlich an das nördliche Kalkalpin grenzend, zusammen mit der Grauwackenzone morphologisch exponiert gewesen. Das nördliche Kalkalpin hingegen hat wohl kein ausgeprägtes Relief gezeigt. Da die Sedimentite, welche megaskopisch der Flyschzone mit großer Sicherheit zuzuordnen sind (bzw. auch dem Helvetikum), fehlen, ist für die Entfernungsverhältnisse kein absoluter Maßstab verfügbar.

Der Gehalt an kristallinen Gesteinen nimmt im Ottnang (Aufschluß Ratzinger Höhe) bis auf wenige Prozent ab. Neben Karbonaten, die wahrscheinlich dem nördlichen Kalkalpin entstammen, dominieren karbonatisch gebundene Sandsteine, welche den typischen Flyschgesteinen ähneln. Das Flußnetz im Hinterland der Chiemgauer Molasse wirkt gegenüber seinem Vorläufer im Eger verkürzt. Der Schutt aus der Err-Berninadeckengruppe ist im Ottnang vielleicht in das Delta des heutigen Wachtberges (N Salzburg) gespendet worden.

V o r w o r t

Die vorliegende Arbeit ist seit 1980 am Institut für Mineralogie und Petrographie angefertigt worden.

Für die stete Aufmerksamkeit und für die vielfältigen Hilfestellungen gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. G. Troll, der mir dieses Thema anvertraut hat.

Herrn Prof. Dr. H. Hagn am Institut für Paläontologie und historische Geologie, dem Mitinitiator dieser Arbeit, danke ich für viele Hilfen. Am gleichen Institut habe ich über Diskussionen mit Herrn Dr. E. Moussavian wertvolle Anregungen bekommen.

Am Institut für Mineralogie und Petrographie ist mir von vielen Seiten mehrfach Unterstützung zuteil geworden, welche die auftauchenden Probleme in der Themabearbeitung verringerte. Den Herren Dr. S. Schiemenz, Dr. P. Horn sowie weiteren Mitarbeitern in der Arbeitsgruppe Altersbestimmung, Dipl. Chem. T. Dorfner und K. Lehmann-Brockhaus (1983 verst.) schulde ich aufrichtigen Dank.

Nicht zuletzt möchte ich all den Kommilitonen ein Dankeschön entrichten, die mit engagierten Diskussionsbeiträgen den Perspektiven dieses Themas neue Aspekte hinzugesetzt haben.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	S.	1
Vorwort	S.	3
Inhaltsverzeichnis	S.	4
1. Einleitung	S.	7
1.1. Orographische Übersicht	S.	7
1.2. Zielsetzung	S.	7
1.3. Geologische Vorarbeiten im Chiemgau	S.	9
1.4. Die Konglomerate der Chiemgauer Molasse als Untersuchungsgegenstand anderer Autoren	S.	11
2. Angewandte Methoden	S.	12
2.1. Probenahmen	S.	12
2.2. Trennung der Gerölle aus konglomeratischen Gesteinen	S.	13
2.3. Beschreibung der Geröllgesteine	S.	15
2.4. Vergleich mit Gesteinen aus den Alpen	S.	15
2.5. Sortierung der Gerölle nach Gesteinsarten	S.	16
2.6. Ausgelesene Einzelgerölle	S.	17
2.7. Zusätzliche Möglichkeiten in der Untersuchung von Molassegeröllen	S.	18
3. Auswertung von Geröllgesellschaften verschiedener Konglomerataufschlüsse	S.	18
3.1. Aufteilung in Gesteinsgruppen	S.	18
3.1. 1. Merkmale für die Abgrenzung der Gesteinsgruppen	S.	18
3.1. 2. Liste der Gesteinsgruppen	S.	20

3.1. 3.	Einige typische Gesteine	S. 22
3.2.	Die Mengenverhältnisse der Gesteinstypen in Geröllpopulationen in Abhängigkeit von der Korngröße	S. 24
3.2. 1.	Die Intervallmitten der Größenklassen	S. 24
3.2. 2.	Tabellen der Anzahlprozente einzelner Gesteinsgruppen gegen Geröllgrößen	S. 28
3.3.	Einige Aspekte zu Gerölltransport und -absatz	S. 38
3.3. 1.	Korngrößenverteilung der untersuchten Molassesedimente	S. 38
3.3. 2.	Beziehungen der Schüttungsentfernung zu den Eigenschaften der Geröllgesteine	S. 43
3.4.	Mutmaßliche Herkunft der Gerölle	S. 47
3.4. 1.	Regionale Abgrenzung	S. 47
3.4. 2.	Magmatite	S. 48
3.4. 3.	Metamorphite	S. 80
3.4. 4.	Sedimentite	S. 87
3.4. 5.	Nicht im Geröllbestand vertretene Gesteinstypen	S. 89
3.5.	Art der Fehler und ihr Ausmaß in der Geröllanalyse	S. 92
3.5. 1.	Methodische Fehler in den Arbeitsgängen	S. 92
3.5. 2.	Statistische Fehler in der Gesteinsklassifizierung	S. 94
4.	Die Paläogeographie des geröllspendenden Hinterlandes	S. 101
4.1.	Möglichkeiten der Gliederung von Gesteinszonen des Liefergebietes	S. 101
4.2.	Hat es einen "Ur-Inn" gegeben ?	S. 106
4.3.	Das Ausmaß der tertiären und quartären Abtragung	S. 108
4.4.	Das tertiäre Alpenrelief als Abbild orogener Tätigkeit	S. 116

5.	Literaturverzeichnis	S. 127
6.	Anhang	S. 146
6.1.	Fotos von Dünnschliffen	S. 146
6.2.	Abbildungen und Tabellen	S. 151

Anmerkung zum Anhang :

Der vollständige Anhang liegt in einem Beiheft vor, welches nicht im Druck erscheint. Siehe Anmerkung auf S. 153.

1. Einleitung

1.1. Orographische Übersicht

Zwischen den Flüssen Inn und Salzach im südöstlichen Oberbayern treten die Molassesedimente an den Hängen der Hügel nördlich des Alpenrandes vielerorts unter den quartären Hüllschichten zutage. Die Stellen, an denen Gerölle aus Molasseschichten im Rahmen dieser Arbeit aufgelesen worden sind, liegen in der Umgebung des Chiemsees, dem größten See Bayerns (Übersicht in Abb. 1).

1.2. Zielsetzung

Aus den Geröllgesellschaften werden Geologie und Morphologie des Liefergebietes zum Zeitpunkt des Sedimenttransportes rekonstruiert.

Dünnschliffe aus Kristallingeröllen zeigen aufgrund sichtbarer Mineralassoziationen, Strukturen und Texturen die Identität mit räumlich und paläogeographisch definierten Gesteinen auf. Wenn die Lage eines geröllspendenden Gesteinskörpers genau bekannt wird, lassen sich Verlauf und Mindestgröße des Gewässernetzes abschätzen.

Über quantitative Auswertungen wird die relative Transportweite der Geröllgesteinsarten abgeschätzt. Weitergehend können die abgeschätzten Transportweiten zwischen den Aufschlüssen verglichen werden. Die so gewonnenen Ergebnisse dokumentieren unterschiedliche Zeiten der Molassesedimentation und setzen ein Bild orogenetischer Entwicklungen zusammen, welches Schlüsse über Decken- und Bruchtektonik der Liefergebiete zulässt.

Einige Aspekte zum Transport der Gerölle sollen über ihre Verteilungsdiagramme erhellt werden.

Ähnliche Zielvorstellungen sind in Molassekonglomeraten



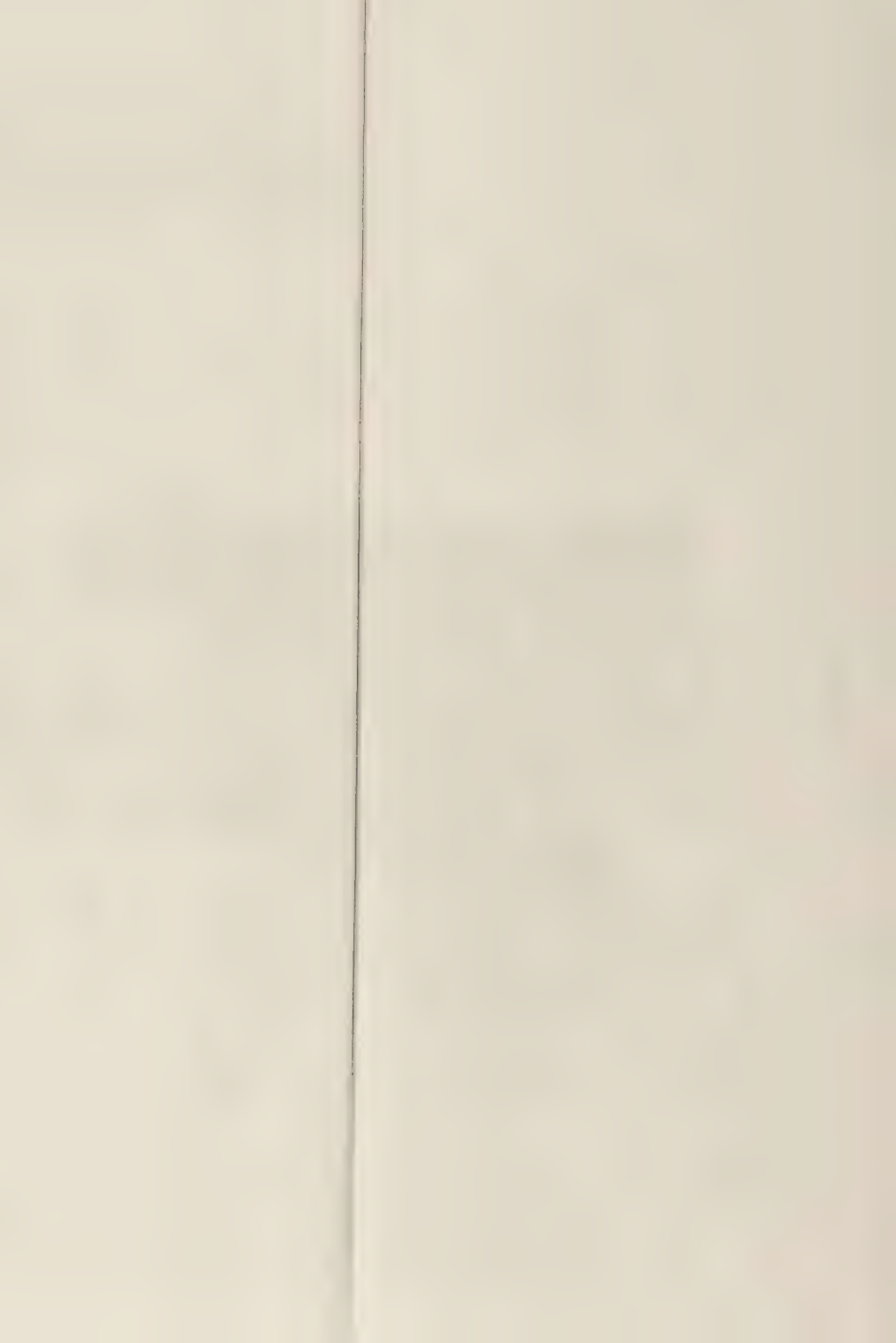


Abbildung 1 : Höhengichtbil tertiären Unterstufen

Das Raumbild ist gegenüber dem
Als Vorlage sind die topograph
Bayerischen Landesvermessungsa
8239 bis 8242 verwendet worden

Stratigraphische Grenzen nach



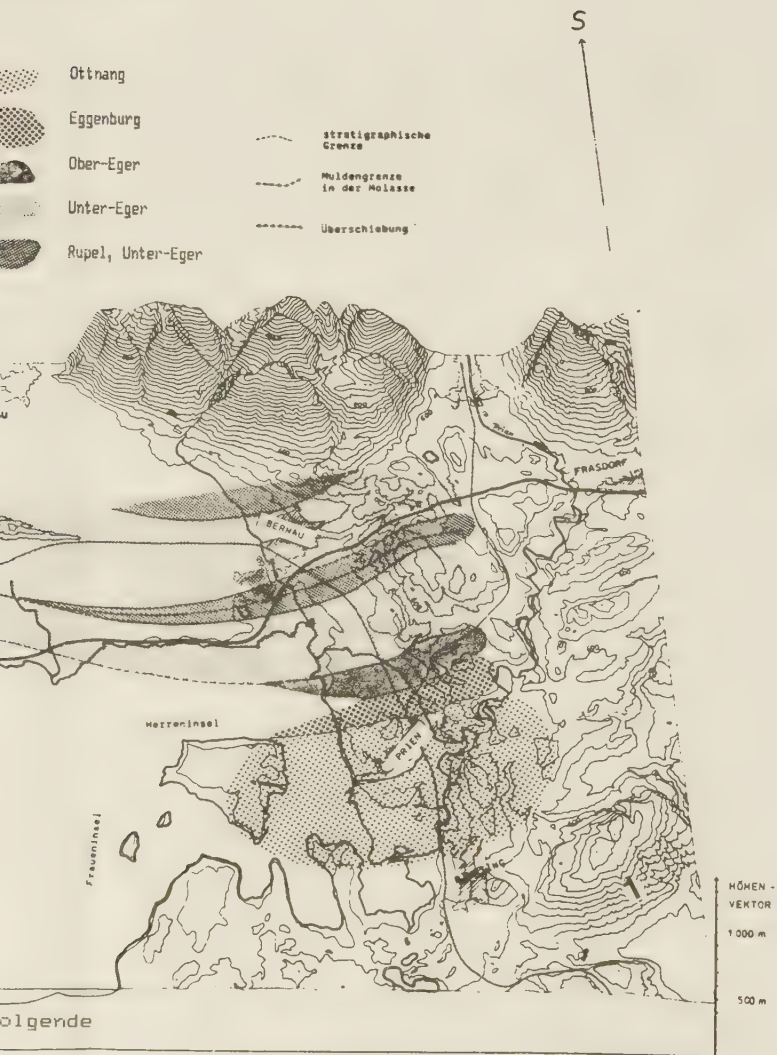
E

- | | |
|---|--|
| 1) NW-Hang Ratzinger Höhe
R 45 22 27 H 53 04 87 | 4) W-Sporn Osterbuch
R 45 37 53 H 52 9 |
| 2) SE-Ecke Westerbuchberg II
R 45 35 75 H 52 96 37 | 5) Bachanriß SE Grabe
R 45 41 66 H 53 0 |
| 3) SE-Ecke Westerbuchberg I
R 45 35 83 H 52 96 30 | 6) Thalberggraben am
R 45 48 30 H 53 0 |
| | 7) Blaue Wand am Hoch
R 45 48 10 H 53 0 |

der Umgebung des Chiemsees mit

rontmaßstab 2,5-fach überhöht.
chen Karten 1 : 25000 des
es der Nrn. 8139 bis 8142 und

GANSS (1977)



- g
18
tätt
15
chberg
30
rg
55
- 8) Burgstallgraben am Hochberg
R 45 48 04 H 53 00 89
 - 9) Fechschnaittgraben am Hochberg
R 45 49 45 H 53 01 53
 - 10) Schotterbank der Tiroler Ache
R 45 37 50 H 52 97 15

W

anderer Regionen erfüllt worden : im Allgäu durch SCHIEMENZ 1960, in der NE-Schweiz durch SPECK 1953 und DIETRICH 1969 und in der W-Schweiz durch TRÜMPY & BERSIER 1954).

1.3. Geologische Vorarbeiten im Chiemgau

Innerhalb großräumiger geologischer Abhandlungen ist die Molasse des Chiemgaus von SEDGWICK & MURCHISON (1831) erstmals beschrieben worden. Weitere frühe Arbeiten stammen von EMMRICH (1851, 1861), SCHLOSSER (1893) und v.GÜMBEL (1894). Auf einer geologischen Karte von REIS (1894) ist sie als eigene Einheit eingezeichnet. Zusammenfassende Arbeiten folgen mit KORDIUK (1938), RICHTER (1940) und GANSS & SCHMIDT-THOME (1955). Eine Karte der Süddeutschen Molasse (1 : 300000) ist 1954 von NATHAN & SCHMIDT-THOME erschienen, die Profile hierzu 1954 von GANSS & SCHMIDT-THOME. Regional mehr begrenzte und thematisch spezialisierte Untersuchungen sind von WOLFF (1897), WEITHOFER (1917), WEILER (1932), GANSS (1956) und HOFMANN (1962) durchgeführt worden. Eine zusammenfassende Erwähnung der älteren Literatur findet sich in HAGN & HÖLZL (1952); in dieser Arbeit werden die Schichtalter neu bestimmt. 1981 werden von HAGN die Schichtalter erneut in einer überarbeiteten Form präsentiert. Eine Rekonstruktion der Paläogeographie des nördlichen Alpenvorlandes wird in LEMCKE (1973) dargestellt. Die Kartenblätter 8140 Prien am Chiemsee und 8141 Traunstein (der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000) sind 1977 von GANSS eingehend beschrieben worden. Auf diesen Kartenblättern läuft die den Nordrand der Alpen begleitende Faltenmolasse im Osten aus. In dieser tektonischen Mulde der Molasse, hier Bernauer Mulde genannt, gibt es südlich des Chiemsees wahrscheinlich keine jüngeren Schichten als Unter-Eger. Erst im aufgerichteten Südtail der Vorlandmolasse sind Aufschlüsse im Ober-Eger und Otnang untersucht worden. Bestimmungen von Foraminiferen lassen eine verfeinerte stratigraphische Gliederung in den

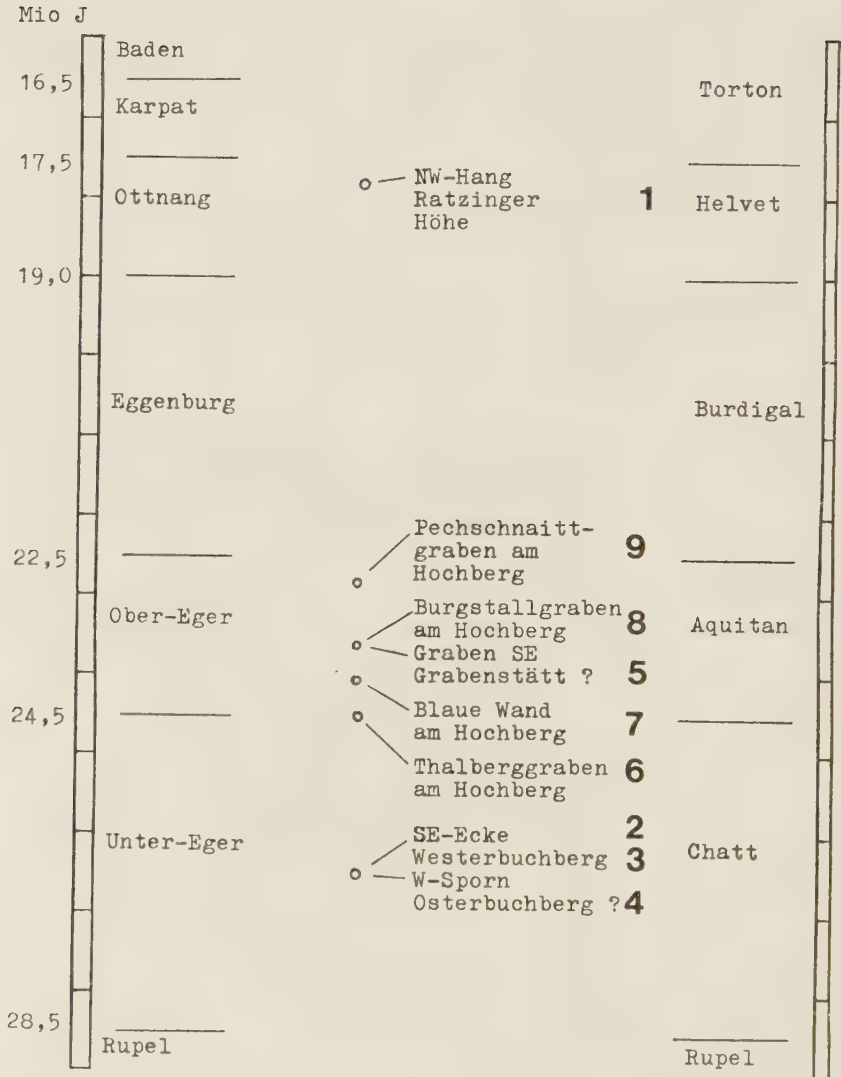


Abb. 2 : Die tertiären Unterstufen in der Chiemgauer Molasse mit Altersangaben nach STEININGER et al. (1976) und FAHLBUSCH (1981). Es sind die geschätzten Niveaus der Aufschlüsse eingezeichnet (nach GANSS 1977, HÖGN et al. 1981, REISER 1986 und WENGER 1985), aus welchen die Proben für die quantitativen Gerölluntersuchungen entnommen wurden sind. Die Aufschlufsnummern aus der Abbildung 1 werden zusätzlich angegeben.

oligozänen Schichten (REISER 1986) und in den miozänen Schichten (WENGER 1985) zu.

1.4. Die Konglomerate der Chiemgauer Molasse als Untersuchungsgegenstand anderer Autoren

K. BODEN hat als erster an den Geröllgesteinstypen und an ihrer Verteilung ein eingehendes Interesse gezeigt. 1931 sind seine Gedanken über ihre Herkunft und über die Paläogeographie des Liefergebietes veröffentlicht worden. Die Ergebnisse aus Zählungen von Gerölln des Hochberges (östlich der Traun) sind 1935 beschrieben worden. Er entnahm an dieser Lokalität acht geröllführende Gesamtproben, alle aus der Stufe des Ober-Eger, sortierte in jeweils einer Probe die Gerölle nach Gesteinstypen und zählte sie anschließend aus. Besonders genau differenzierte er die Sedimentitgerölle, während er die Kristallingerölle in höchstens vier Sammelgruppen bei Nennung von maximal sieben Gesteinsbezeichnungen ("Granite", "Gneise", "Amphibolite", "Granatamphibolite", "Quarzite", "Gangquarz" und "Gangquarz mit Phyllitresten") einteilte. Die Angaben über Korngrößen beschränken sich auf die kleinste und größte der jeweils aussortierten Gesteinsgruppe; sie sind deshalb nicht mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit vergleichbar.

Mikroskopische Befunde von extra ausgelesenen Gerölln aus dem Hochberg-Konglomerat werden von SCHMEER in GANSS (1956) angeführt. Beschrieben werden neben Sedimentitgerölln Magmatite, Gneise und Quarzite. GANSS (1977) berichtet über die Herkunft der Kristallingerölle aus "Altkristallin", "Grauwakkenzone", "Tauernkristallin" und "Germanischer Südschweile".

Die Längsachsen der Gerölle in der "Blauen Wand" (Ober-Eger) sind von NITHACK photogrammetrisch vermessen worden (1974). Aus den Meßwerten hat sich eine Korngrößenverteilung und eine hypothetische Transportrichtung aus dem SE herleiten lassen.

Von HAGN ist 1976 ein kalkalpines Paläozängeröll, gefunden

in der "Blauen Wand", beschrieben worden. Mit solchen tertiären kalkalpinen Geröllen in der oligozänen und miozänen Molasse lassen sich die Bewegungsabläufe in den Alpen zeitlich schärfer eingrenzen. Auch zuvor sind an dieser Stelle schon alttertiäre Gerölle gesammelt worden (HAGN 1971 und 1972, HAGN & OTT 1975). Aus den konglomeratischen Schichten des Westerbuchberges (Unter-Eger) führen HAGN & MOUSSAVIAN eine Reihe stratigraphisch bestimmter kalkalpiner Gerölle an (1980), deren jüngsten in das Priabon/Latdorf einzustufen sind. Einige Gerölle sind der Flyschzone zugeordnet worden.

2. Angewandte Methoden

2.1. Probenahmen

Es wurden Fundorte von Konglomeraten ausgewählt, in denen einige Schichtbänke

- a) mit mindestens einem Drittel des Gesteinsvolumens aus Geröllen über Erbsengröße bestehen;
- b) eine nennenswerte Anzahl von Geröllen mit Längsachsen über 2 cm haben;
- c) im Vergleich zu benachbarten Aufschlüssen schätzungsweise den höchsten Geröllanteil haben;
- d) eine weitgehend lockere Sand- und Tonmatrix zwischen den Geröllen zeigen.

Die Verteilung der Probeentnahmepunkte kann

- e) nach besonderen stratigraphischen Horizonten innerhalb der vorgesehenen Region oder
- f) nach einem "Raster", in dem die Entnahmeorte möglichst weit auseinander liegen, geplant werden.

Im Interesse einer rascheren und auch fehlerfreieren Bear-

beutung ist der Gesichtspunkt nach d) dem von c) vorzuziehen. Eine Planung nach e) läßt sich im Chiemseegebiet nur unzulänglich verwirklichen, denn Aufschlüsse mit Geröllen im Rupel, Eggenburg und Karpat fehlen. Ebenso wenig läßt sich auf Grund der Aufschlußdichte in der Probennahme nach f) verfahren, so daß die wenigen Aufschlüsse mit Konglomeraten ausnahmslos genützt worden sind.

Die für die Probennahmen ausgesuchten geröllführenden Schichten wurden in einer Mächtigkeit von höchstens einem Meter mit spitzen Metallwerkzeugen gelockert, um nicht zu viele Schüttungsperioden zu sammeln. Nach den Untersuchungen von SCHOKLITSCH (1926) ist es möglich, daß einige wenige Hochwasserablagerungen diese Mächtigkeit erreichen. Trotz Unsicherheit in der Zeiteinschätzung kann angenommen werden, daß sich im Verlauf dieser Sedimentation gravierende Änderungen sowohl der Alpenmorphologie als auch des Gewässernetzes nicht vollziehen.

2.2. Trennung der Gerölle aus konglomeratischen Gesteinen

Die mindestens 20 kg wiegende Gesamtprobe, die für den Aufschluß und für seinen erdgeschichtlichen Zeitpunkt repräsentativ sein soll, wird durch vier Siebe geschüttet. Die Siebmaschen sind quadratisch; ihre Kantenlängen messen 5 cm, 3 cm, 2 cm und 1 cm. Versuchsweise ist für eine Probe ein Sieb mit 5 mm Maschenweite hinzugezogen worden, mit dem jedoch geröllpetrographisch nicht mehr verwendbare Fraktionen gewonnen werden, da

- zuviel an feinem Material als verbackene Klumpen in der gröberen Fraktion hängen bleibt;
- Gerölle mit großen Mineralkörnern in diesen kleinen Größenklassen nicht mehr zweifelsfrei in eine Gesteinskategorie einzuordnen sind.

Für drei Proben ("Blaue Wand", "Burgstallgraben" und "Pechschnaittgraben") ist ein Rundlochsieb mit 1 cm Maschenweite anstelle des entsprechenden Quadratmaschensiebes verwendet worden.

Die Auslese der Geröllgrößen geschieht während des Siebdurchlaufs nach der Länge der zweitgrößten Geröllachse, der b-Achse (der längste Durchmesser wird als a- und der kürzeste als c-Achse bezeichnet). Dabei lassen Quadratmaschen flache Gerölle durchfallen, deren b-Achsen die Maschenseite bis zu dem Faktor $\sqrt{2}$ übertreffen (in der Diagonalstellung). Der ausgesiebte b-Achsenbereich ist deshalb weiter als die Differenz der Maschenseiten aufeinander folgender Siebe (Kap. 3.2.1.).

Nicht immer lösen sich während des Siebens die Gerölle aus ihrem Verband. Bisweilen muß durch vorsichtiges Hämmern die verfestigte Sand- und Tonmatrix gelockert werden. Die einbettende Füllung zwischen den Geröllen kann so verhärtet sein, daß eine mechanische Trennung auch die Gerölle zerstören würde. Diese im Dünnschliff sichtbare Matrix aus Quarz-, Plagioklas- und Karbonatkörnchen wird mit neu gesproßtem Kalzit verkittet (BODEN 1935, in dieser Arbeit Fotos 1 und 2 im Anhang). Porenraum ist nicht zu erkennen. Bei starker Verfestigung lockert ein Bad aus 2- bis 5-prozentiger Ameisensäure durch Lösen des Bindekalzits die sandige Matrix aus Quarz, Feldspäten, Glimmern und detritischen Karbonatkörnchen (mündlicher Hinweis von DORFNER, T., sowie nach EIGENFELD & EIGENFELD-MENDE 1978, S. 332). Nachteilig ist allerdings die Anlösung der Karbonatgerölle.

Andere Trennungsversuche wirken nicht in dieser Schnelligkeit :

- 1) Mit Wasser durchfeuchtete Handstücke der Konglomerate sprengen in flüssiger Luft nicht auf.
- 2) Das Kochen in Natriumacetatlösung und die anschließende Trocknung lockern die Matrix nur geringfügig.
- 3) Mit Ultraschall lockert sich die Matrix nicht.
- 4) Ein Sandstrahlgebläse präpariert die Gerölle sehr "sauber"

aus ihrem Verband, was allerdings viel Zeit benötigt.

Die schließlich gelockerten und gesiebten Gerölle wurden im Wasserbad mit einer Bürste gereinigt. Große Mengen an kleinen Geröllen können in einem runden Plastikbehälter, der teilweise mit Wasser gefüllt ist, getrommelt werden.

Die mit der Reinigung anfallende Sand- sowie Tonfraktion wird der kleinstkörnigen Siebfraction hinzugegeben.

2.3. Beschreibung der Geröllgesteine

Von ca. 25 000 untersuchten tertiären Geröllen sind nur 244 mikroskopisch bestimmt worden ($< 1\%$). Dennoch ist die Dünnschliffbetrachtung eine wichtige Stütze für die Einteilung der Gerölle in Gesteinsgruppen, da sich die aus ihr gewonnenen Kenntnisse darüberhinaus in der megaskopischen Gesteinsbestimmung als nützlich erweisen. Mineralbestand, Mengenverhältnis der Minerale, Struktur und Textur werden in einem Dünnschliff je nach der Wertung ihres Aussagegehaltes unterschiedlich genau erfaßt.

Die weitaus meisten Gerölle können megaskopisch soweit bestimmt werden, daß eine Zuteilung in eine der Gesteinsgruppen (siehe Kap. 3.1.2.) zweifelsfrei möglich ist.

In der Gesamtprobe aus dem Thalberggraben ist verdünnte Salzsäure (ca. 1:20) zur Unterscheidung der kalkigen von dolomitischen und kieseligen Karbonaten verwendet worden.

Scheiben aus einigen Magmatitgeröllen sind zum besseren Erkennen ihrer Kalifeldspäte selektiv angefärbt worden.

2.4. Vergleich mit Gesteinen aus den Alpen

Handstücke und 51 Dünnschliffe aus den Ost- und Südalpen wurden auf Ähnlichkeiten mit Geröllgesteinen hin untersucht.

Die Auswahl der Vergleichsstücke erfolgte in den meisten

Fällen nach den Merkmalen bekannter Gerölle. Es wurden aber auch für eine Region oder für eine Deckeneinheit typische Gesteine betrachtet, welche, falls sie im Geröllbestand auftauchen würden, eine zweifelsfreie Zuordnung ermöglichen.

Gesteinsbeschreibungen in der Literatur bezüglich der Alpen ergänzen die Vergleiche.

2.5. Sortierung der Gerölle nach Gesteinsarten

Innerhalb einer jeden Korngrößenklasse wurden sowohl die ganzen als auch die zerbrochenen Gerölle in Gesteinsgruppen (Kap. 3.1.2.) aufgeteilt. Diese Arbeitsweise ist schon von ZEUNER (1933) und ZINGG (1935) angewandt und empfohlen worden.

Die gezählten Gerölle der einzelnen Gesteinsgruppen wurden innerhalb einer Größenklasse in Anzahlprozent ausgedrückt. Die Häufigkeitsverteilungen in Diagrammen von Anzahlprozenten der Gesteinsart zu den Größenklassen drücken die relative Transportweite der Geröllfracht aus (vgl. Kap. 3.2.2., s.a. SCHIEMENZ 1960).

Mit gleicher Zielsetzung wurden die Gewichte der Geröllgesteinsgruppen gewogen und ihre Gewichtsprozent berechnet.

Ein Problem sind die zahlreichen Geröllbruchstücke. Ein Teil von ihnen ist mit Sicherheit in der nächst größeren Siebklasse beheimatet; sie werden in den vorliegenden Auswertungen ihrer Anzahl nach jedoch wie ganze Gerölle behandelt. Ihr Bruchstückgewicht wird für die Diagramme in Kap. 6.5. (im Anhangsband : nicht gedruckt) in ein hypothetisches Originalgewicht umgerechnet :

$$\begin{aligned} \text{Originalgewicht der zerbrochenen Gerölle} &= \\ \text{Anzahl der zerbrochenen Gerölle} &\times \\ \text{Gewicht der ganzen Gerölle} &: \\ \text{Anzahl der ganzen Gerölle} & \end{aligned}$$

Für die Berechnung der Anzahl- und Gewichtstabellen im Anhang (6.3.) ist das Durchschnittsgewicht der ganzen Gerölle aller Gesteinsarten in einer Größenklasse verwendet worden. Gemäß der Einschätzung von Fehlerquellen im Kap. 3.5.1. wird es in diesen Berechnungen vorgezogen, die Anzahl der zerbrochenen Gerölle unverändert zu übernehmen und hieraus das mutmaßliche Originalgewicht zu errechnen - und nicht umgekehrt aus dem Gewicht die Anzahl zu ermitteln. Wenn das Bruchstückgewicht größer als das errechnete Gewicht ist, wird anstelle des errechneten Gewichtes ein Schätzwert eingesetzt. Die Bruchstücke in der Analyse einfach nicht zu berücksichtigen, wie es KÖSTER & LESER (1967 S. 52) empfehlen, verfälscht das Bild über den Geröllgesteinsbestand dahingehend, daß leicht brechende Gesteinsarten einer Untersuchung entzogen werden.

Die Differenz vom errechneten Originalgewicht der zerbrochenen Gerölle zu ihrem gemessenen Gewicht wird rechnerisch vom Gewicht der feinstkörnigen Fraktion abgezogen. Es wird vereinfachend angenommen, daß sich alle komplementären Bruchstücke in dieser Fraktion angesammelt haben.

2.6. Ausgelesene Einzelgerölle

Einige Gerölle sind als repräsentative Beispiele für eine Gesteinsgruppe oder auch als außergewöhnlich eingeschätzt worden.

Die für die genauere megaskopische und mikroskopische Betrachtung ausgewählten Gerölle stammen sowohl aus den Gesamtproben für die quantitativen Auswertungen als auch über eine gezielte Suche direkt aus den Aufschlüssen.

Einige Stücke sind so stark verwittert, daß sie vor der Dünnschliffanfertigung mit Kunstharz verfestigt werden mußten.

2.7. Zusätzliche Möglichkeiten in der Untersuchung von Molassegeröllen

Gesicherte Bezugspunkte innerhalb des Einzugsgebietes können noch zusätzlich in der Zukunft gefunden werden, wenn man einige wenige Geröllgesteinsarten detaillierter bearbeitet.

- Nach den bisherigen Kenntnissen über die Verteilung der Gesteinsarten in den Alpen sind die Scharen hypabyssischer Ganggesteine nach Mineralbestand und Gefüge innerhalb kleiner Gebiete typisch ausgebildet. Über Dünnschliffe lassen sie sich mit Geröllen von Magmatiten genau vergleichen.

- Rhyolith-Gerölle aus dem Eozän in Süd-Kalifornien haben über eine quantitative chemische Bestimmung der Elemente Zr, Y, Cr, Sr, Rb, Ba, Ti, Zn und Mn ihre Herkunft aus einem eng begrenzten Gebiet in der mexikanischen Sonora verraten (ABBOT & SMITH 1978). Eine vergleichende Bearbeitung der Magmatite im Geröllbestand des Voralpengebietes und im Liefergebiet der Alpen ist mit dieser Untersuchungsmethode erfolgversprechend.

3. A u s w e r t u n g v o n G e r ö l l g e s e l l s c h a f t e n v e r s c h i e d e n e r K o n g l o m e r a t a u f s c h l ü s s e

3.1. Aufteilung in Gesteinsgruppen

3.1.1. Merkmale für die Abgrenzung der Gesteinsgruppen

Megaskopisch bestimmter quantitativer Mineralbestand und Textur sind für die Beurteilung aller Gerölle zunächst maßgebend. Die zusätzliche Auswertung von Dünnschliffen ausgewählter

Gerölle ermöglicht eine bessere Detailkenntnis im Hinblick auf Präzisierung und Erweiterung der Gesteinsgruppen und unter günstigen Umständen eine genauere Herkunftsbestimmung innerhalb des alpinen Liefergebietes (vgl. Kap. 3.4.). Letzteres spielt für die Gesteinsgruppeneinteilung insoweit eine Rolle, als diese Gruppen idealerweise auf regional möglichst eng begrenzte Gesteinskörper bezogen werden sollen.

Eine Erweiterung der Gesteinsgruppen ist nach megaskopischen Merkmalen praktikierbar. Dies würde zu einer Aufspaltung der Gesteinsgruppen führen, welche in der Regel nur mit einer geringen Geröllanzahl vertreten sind. In diesem Fall sind auch deutlich unterscheidbare Gesteine in einer Gruppe zusammengefaßt worden, sofern es sichere Hinweise gibt, daß sie aus der gleichen Region bzw. derselben tektonischen Einheit stammen. Hinweise für mögliche Gesteinsklassifikationen finden sich in BLISSENBACH (1957, S.34) und für Metamorphite in WINKLER (1976, S. 325-329).

Wenn ein Geröll Merkmale zeigt, die für zwei oder gar mehr der vorgegebenen Gesteinsgruppen passend sind, wird als zusätzliches Entscheidungskriterium für seine Einordnung seine mutmaßliche Herkunft mit berücksichtigt und schließlich in die Gruppe eingeordnet, in welcher sich die meisten Gerölle dieser Herkunft ansammeln.

Im Verlauf der Bearbeitung hat sich die Gruppeneinteilung gewandelt. Für die am Anfang bearbeitete Probe "Thalberggraben" sind mehrere Gesteinsgruppen von der ab S. 21 aufgelisteten "abweichenden Gesteineinteilung" der Nummern 06a bis 19k verwendet worden. Die anschließend untersuchten Gesamtproben der Blauen Wand, des Burgstallgrabens und des Pechschnaittgrabens sind, bis auf die Karbonate, in die Gesteinsgruppen der Haupttabelle (von 01 bis 22) unterteilt. In den Gesamtproben außerhalb des Hochbergs sind die Gesteinsgruppen 01 bis 22 verwendet worden.

Die Kristallingerölle sind im Verlauf der Bearbeitung immer feiner unterteilt worden, weil sich bei genauerer Unterschei-

dung ihre Trends deutlicher analysieren lassen. Für die Karbonatgerölle scheint es jedoch keine aussagefähigen Nah- und Fernschüttungstendenzen zu geben, wenn sie nach Farbstufen und Chemismus weiter aufgespalten werden.

3.1.2. Liste der Gesteinsgruppen

- 01 - Plutonite mit Quarz > 20% und Farbzahl < 10%
- 02 - Plutonite mit Quarz < 20% und Farbzahl > 10%
- 03 - hypabyssische Magmatite intermediärer Zusammensetzung; Intersertalstellung der Feldspatleisten; porphyrisch bis aphyrisch;
- 04 - saure bis intermediäre Ergußgesteine; feinkörnig und porphyrisch;
- 05 - Pegmatite und Metapegmatite;
- 06 - granitische Gneise mit Feldspat > 60%;
- 07 - amphibolführende Biotitschiefer mit Feldspat > 50%;
- 08 - Amphibolschiefer mit Farbzahl > 40%;
- 09 - Schiefer mit auffallenden Amphibolmegablasten, z.B. Garbenschiefer;
- 10 - Serpentinite
- 11 - Quarzite mit Quarz > 80%; schiefrig und felsitisch;
- 12 - Feldspat-Glimmer-Quarz-Schiefer in Lagen-, Flaser- und Stengeltextrur; Feldspat < 60%, Quarz < 80%, oft mit zwei Glimmern, gelegentlich granatführend;
- 13 - glimmerreiche Schiefereinlagen in Quarz
- 14 - Metapelite und Metagrauwacken in Chlorit-Hellglimmer-Fazies;
- 15 - verschiefterte Ergußgesteine in Chlorit-Fazies; mit zunehmendem SiO₂-Gehalt auch mit feinschuppigem Hellglimmer;
- 16 - Marmore und Karbonatschiefer

- 17 - Gangquarz; monomineralisch oder gelegentlich mit wenigen Einschlüssen von Glimmerzügen, Karbonatkristallen und Eisenoxiden und -hydroxiden;
- 18 - weiße, hellgraue, rote und braunrote Sandsteine und Kleinkonglomerate
- 19 - graue und braune Karbonate aller Helligkeiten
- 20 - kieselige und bunte Karbonate
- 21 - graue sandige und mergelige Karbonate
- 22 - Problematika

Die im folgenden abweichende Gesteinseinteilung ist auszugsweise in den Zusatztabellen vertreten.

- 06 a - Glimmer-Quarz-Feldspat- Schiefer in Lagen-, Flaser- und Stengeltextrur; Feldspat $> 30\%$, Farbzahl $< 20\%$;
- 12 a - Glimmer-Feldspat-Quarz-Schiefer in allen Texturvarietäten; Glimmer und Amphibol $> 20\%$, Feldspat $< 50\%$, Quarz $< 80\%$;
- 19 a - schwarze kalkige Karbonate
- 19 b - graue und braune kalkige Karbonate
- 19 c - schwarze dolomitische und kieselige Karbonate
- 19 d - graue und braune dolomitische und kieselige Karbonate
- 19 e - schwarze und dunkelgraue Karbonate
- 19 f - dunkelgraue und -braune Karbonate
- 19 g - mittelgraue und -braune Karbonate
- 19 h - helle Karbonate
- 19 i - schwarze, dunkelgraue und -braune Karbonate
- 19 j - wie 19 g
- 19 k - wie 19 h

Die Nummern zu den Gesteinsgruppen sind der Zeilenschlüssel in den Tabellen 8 bis 17 und in den Diagrammen im Anhangs-Band (nicht gedruckt).

3.1.3. Einige typische Gesteine

Die Hauptmenge an plutonischen Gesteinen (der Gesteinsgruppen 01 und 02) kommt im Ober-Eger der Vorlandmolasse, nördlich der Faltenmolasse, vor. In allen Aufschlüssen des Hochberg-Konglomerates und in einem Aufschluß SE Grabenstätt gibt es Granite und Granodiorite mit verschiedenen Korngrößen, mit variierender Färbung der Feldspäte und wechselnden Anteilen von Hellglimmer, Biotit und Amphibol. Auffällig sind Granite mit rötlichem Kalifeldspat und grünem Plagioklas; einige dieser bunten Granite zeigen im Dünnschliff einen Kalifeldspatanteil von mehr als 20%, was im heutigen Ostalpenraum ausschließlich für Granite im Ober-Engadin typisch ist.

Die meisten Magmatite in hypabyssischer Erstarrung (Gesteinsgruppe 03) haben im Geröllbestand des Westerbuchbergs und des Hochbergs Korngrößen unter einem Millimeter. Die Arten mit zeltartigem Aufbau der Plagioklasleisten zeigen eine Tendenz zur Gleichkörnigkeit. Wenige hiatalporphyrische Gerölle sind auch gefunden worden. Alle enthalten sie nur wenige Prozent Quarz und etwa zu einem Fünftel des Gesteinsvolumens zersetzte Mafite und Erze.

In den Konglomeratlagen des Westerbuchbergs und des Hochbergs sind einige wenige Gerölle vom Typ Bozener Quarzporphyr unter Fingernagelgröße gefunden worden (Gesteinsgruppe 04).

Grobkörnige Aggregate aus Feldspäten, Quarz und Hellglimmer haben das Aussehen von Metapegmatiten im austroalpinen Altkristallin (z.B. in Osttirol: TROLL & BAUMGARTNER & DAIMINGER 1980). Die Glimmer und Quarze sind manchmal leicht eingeregelt.

Die Metamorphite in gneisartiger Textur zeigen wechselnde Mengenanteile an Feldspäten, Quarz, Hellglimmer, Biotit und Amphibol (Gesteinsgruppen 06, 07, 08, 09 und 12). Sie ähneln den Metamorphiten der altkristallinen austroalpinen Decken. Es gibt viele feldspatreiche Flasergneise mit Hellglimmer und

Biotit, die auch Granat führen können.

Am Westerbuchberg (Aufschlußnummer 2) ist ein Serpentiniteröll gefunden worden (Gesteinsgruppe 10). In einer dichten grüngrauen Grundmasse sind goldbraune Pyroxenleisten erkennbar.

Quarzreiche Schiefer (Gesteinsgruppe 11) lassen ihren Ursprung meistens nur noch schwer erkennen; manchmal läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, ob sie diagenetisch verfestigt oder metamorph sind.

In den überall reichlich vorhandenen Quarzgeröllen (Gesteinsgruppe 17) sind manchmal glimmerreiche Schieferreste zu sehen (Gesteinsgruppe 13). Sie sind ein Beleg für das Vorhandensein von Glimmerschiefern im Liefergebiet; in den gesiebten Geröllen sind die Glimmerschiefer nicht mehr erhalten geblieben, weil sie entweder den Transport nicht überstanden haben oder während des Siebvorganges zerfallen sind.

Schwach metamorphe Schiefer sind mit Metasedimentiten (Gesteinsgruppe 14) und Metavulkaniten (Gesteinsgruppe 15) vertreten. Phyllitische Quarzschiefer und schwach eingeregelter chloritisierter Metadiabase sind schnell als Vertreter der Grauwackenzone zu erkennen; einige der schwach metamorphen Schiefer könnten auch aus den retrograd metamorphen Quarzphyllitdecken stammen.

Karbonatführende Schiefer sind selten zu finden. Sie haben häufig ein flaseriges Gefüge und eine hellgraue Farbe, bedingt durch die begleitenden Minerale Quarz, Feldspäte und Glimmer (Gesteinsgruppe 16). Reine Marmore könnten z.B. aus der Grauwackenzone stammen.

Unter den Sedimentiten fallen rote Sandsteine und Arkosen am meisten auf. Im Anstehenden gibt es sie nur im Skyth der austroalpinen Kalkalpen. Ihre Farbskala variiert von braunrot bis weiß (Gesteinsgruppe 18).

Die diagenetisch verfestigten Karbonate liegen in verschiedenen Entwicklungsstufen der Sammelkristallisation vor. Einige sind auch leicht verkieselt. An Farbtönen kommen nur selten

reines schwarz oder sehr helles grau vor, vorherrschend sind dunkel- bis mittelgraubraune Töne (Gesteinsgruppe 19). Als Herkunft kommt die gesamte permomesozoische austroalpine Sedimentitserie in Frage.

Aus dem kalkalpinen Jura stammen wohl überwiegend die stark verkieselten Karbonate und die braunroten, roten und gelbroten Karbonate (Gesteinsgruppe 20).

Sandführende bis mergelige Karbonate (Gesteinsgruppe 21) entstammen wahrscheinlich entweder der Gosau und dem Cenoman des Kalkalpins oder der Flyschserie. Ihre Farbe ist meistens mittelgrau bis -braun.

In die Gesteinsgruppe 22, die Problematika, fallen verschiedene Gesteinsarten, welche auf Grund ihrer kleinen Mineralkörner schwer zu bestimmen sind. Es sind unter anderem auch kataklastisch bis mylonitisch veränderte Gesteine.

3.2. Die Mengenverhältnisse der Gesteinstypen in Geröllpopulationen in Abhängigkeit von der Korngröße

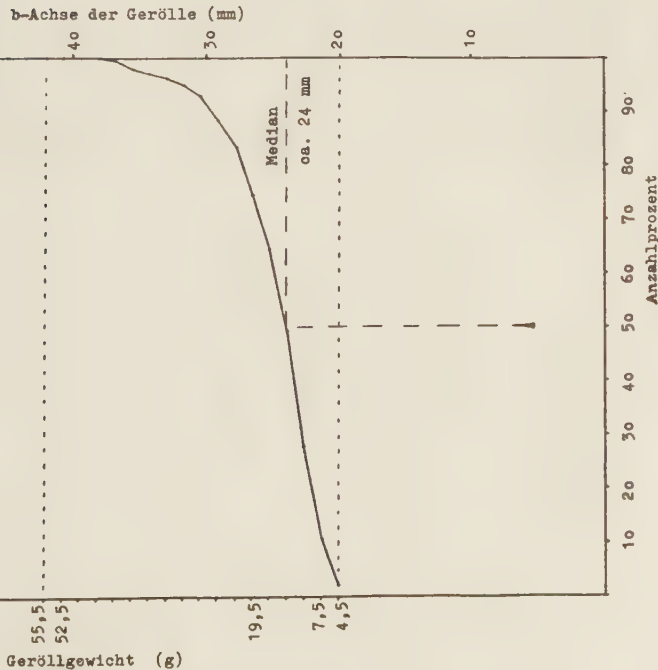
3.2.1. Die Intervallmitten der Größenklassen

In den Diagrammen der Kapitel 6.4. und 6.5. im Anhang (gesondertes Beiheft : nicht gedruckt) werden die prozentualen Anteile der Gesteinsarten in ihren Größenklassen (b-Achsenintervalle) in Punkten dargestellt. Die Lagen dieser Punkte teilen innerhalb der Siebintervalle zwei Abschnitte auf, welche die darin vorhandenen Geröllumengen entweder anzahlmäßig oder gewichtsmäßig in zwei gleich große Teilmengen zerlegen. Ihre Lagen innerhalb der jeweiligen Siebintervallbreite sind in der Tabelle 1 angegeben. Gerade Verbindungslinien zwischen diesen Punkten ergeben die erwünschten Tendenzlinien für die Gesteinsverteilungen. Diese Punktlagen werden auch in den Diagrammen 4 und 5 des Kapitels 3.3.1. verwendet.

b-Achse der Gerölle (mm)

Geröllgewicht (g)

Geröllgewicht (g)



b-Achse der Gerölle (mm)

Geröllgewicht (g)

Geröllgewicht (g)

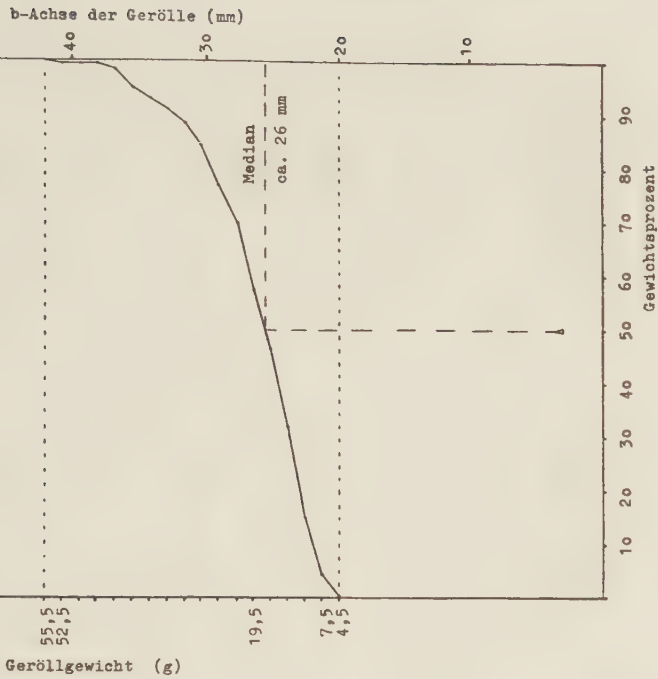


Abb. 3. : Graphische Ermittlung des Medians der Anzahl und des Medians der Gewichte in einer Geröllpopulation im b-Achsenintervall von 20 mm bis 42 mm. In dem linken Diagramm wird die Geröllanzahl innerhalb der einzelnen Gewichtsklassen in Prozent zur Gesamtanzahl (571 Stück) ausgedrückt und gegen die zugehörige Klasse angetragen (die Marke #7,5" z.B. vertritt die Klasse von 6 g bis 9 g). Die Summierung der Prozente fängt mit der leichtesten Klasse an. Den Gewichtsklassen werden

die b-Achsenwerte linear korreliert. Die Summenlinie des linken Diagramms schneidet bei 50% den b-Achsenwert von 24 mm; diese Achsenlänge entspricht 18% der Spannen von 20 mm bis 42 mm. Im rechten Diagramm ist die Anzahl der Gerölle in den einzelnen Gewichtsklassen mit ihrem "stellvertretenden" Gewicht multipliziert worden (Gesamtgewicht von 9757,5 g). Die Prozent-Summenlinie schneidet bei 50% den b-Achsenwert von 26 mm. Hier liegt der Median bei 27% in der vorgegebenen b-Achsenspanne.

Tabelle 1 : Die Medianwerte der Anzahl- und Gewichtsverteilung der Gerölle in den einzelnen Korngrößenklassen. Das Ergebnis aus Abb. 3 wird analog auf die anderen Größenklassen übertragen.

benutzte Siebe mit Quadratmaschen	daraus selektierte b-Achsenintervalle der Gerölle	Median in der Verteilung der Geröllanzahl	Median in der Verteilung der Geröllgewichte
10 mm	0 mm ÷ 14 mm		
20 mm	10 mm ÷ 28 mm	13 mm	15 mm
30 mm	20 mm ÷ 42 mm	24 mm	26 mm
50 mm	30 mm ÷ 70 mm	37 mm	41 mm
	50 mm ÷ 150 mm	68 mm	77 mm

Die Punktlagen, hier als Medianwerte errechnet, fallen nicht mit den arithmetischen Mitteln aus den Siebintervallgrenzen zusammen, weil in nahezu allen Geröllpopulationen die Geröllanzahl mit abnehmender Korngröße rapide zunimmt.

Zur Ermittlung dieser Medianwerte sind alle Gerölle, mit denen die Diagramme in Abbildung 6 im Kapitel 3.3.2. erstellt worden sind, zusammen gelegt worden (insgesamt 571 Quarz- und Karbonat- Gerölle). Ihre b-Achsen messen von 20 mm bis 42 mm. Sie sind anschließend in Gewichtsklassen mit einem Intervall von 3 g unterteilt worden.

In den beiden Diagrammen der Abbildung 3 wird mit dem Gewichtsbereich zwischen der kleinsten und der größten Gewichtsklasse (4,5 g bzw. 55,5 g) der oben genannte b-Achsenbereich linear korreliert, in der Annahme, daß mit steigendem Gewicht auch die Länge der b-Achse im Durchschnitt zunimmt.

Die Korngrößenverteilung der Karbonatgerölle zeigt im allgemeinen eine entgegengesetzte Tendenz zu der der Korngrößenverteilung von Quarzgeröllen (Diagramme in 6.4. und 6.5.). Die hier vorliegende Mischung beider Gesteinsarten kann Abweichungen von einer "Durchschnitts"-Verteilung kompensieren.

Die Teilstrecken von 18% (für die Anzahl) und 27% (für das Gewicht) innerhalb der Siebintervallbreite 20 mm bis 42 mm, welche die Mediane anzeigen, werden auf alle anderen Korngrößenklassen übertragen. Alle Mediane werden in der Tabelle 1 angegeben.

3.2. 2. Tabellen der Anzahlprozent einzelner Gesteinsgruppen gegen Geröllgrößen

Tab. 2 : Es werden nur die Aufschlüsse angeführt, in denen mindestens ein Geröll der in der Überschrift vorgegebenen Gesteinsgruppe gefunden worden ist. Die Prozentwerte werden als ganze Zahlen angegeben.

Das Siebintervall wird über die Längen der Siebmaschenseiten (in cm) angegeben.

Gesteinsgruppe 01 : Plutonite mit Quarz > 20% und Farbzahl < 10%

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	(1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	(1	:	1	:
Thalberggraben	:	:	:	4	:
am Hochberg	:	(1	:	3	:
Blaue Wand	:	:	:	:	17
am Hochberg	:	(1	:	3	:
Burgstallgraben	:	:	:	4	:
am Hochberg	:	(1	:	3	:
Pechschnaittgraben	:	:	:	:	5
am Hochberg	:	(1	:	3	:
Pechschnaittgraben	:	:	:	:	33
am Hochberg	:	(1	:	2	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 02 : Plutonite mit Quarz < 20% und Farbzahl > 10%

Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	:	:	1	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	(1	:	2	:
Pechschnaittgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	(1	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 03 : hypabyssische Magmatite intermediärer Zusammensetzung; Intersertalstellung der Feldspatleisten; porphyrisch bis aphyrisch;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	(1	:	(1	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	(1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	(1	:	:	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	(1	:	(1	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 04 : saure bis intermediäre Ergußgesteine;
feinkörnig und porphyrisch;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	< 1	:	:	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	< 1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	:
				> 5	:

Gesteinsgruppe 05 : Pegmatite und Metapegmatite;

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	< 1	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	:	:	1	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	< 1	:
				1	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	:
				> 5	:

Gesteinsgruppe 06 : granitische Gneise mit Feldspat > 60%;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	2	:	3	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	2	:	3	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	2	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	1	:	5	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	3	:	6	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	5	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	6	:	5	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	< 1	:	1	:
				2	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	:
				> 5	:

Gesteinsgruppe 06 a : Glimmer-Quarz-Feldspat-Schiefer in Lagen-, Flaser- und Stengelttextur; Feldspat > 30%; Farbzahl < 20%;

Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	8	:
	:		:	21	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 07 : amphibolführende Biotitschiefer mit Feldspat > 50%;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	< 1	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	< 1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	2	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	1	:	3	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	1	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 08 : Amphibolschiefer mit Farbzahl > 40%;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	< 1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	< 1	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	< 1	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	< 1	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	2	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 09 : Schiefer mit auffallenden Amphibolmegakristallen, z.B. Garbenschiefer;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 10 : Serpentine

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	< 1	:	:	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:

Gesteinsgruppe 11 : Quarzite mit Quarz > 80%; schiefrig und felsitisch;

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:	< 1	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	2	:	6	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	6	:	5	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	8	:	20	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	4	:	7	:
Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	10	:	16	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	5	:	6	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	4	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	7	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	2	:	6	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:

Gesteinsgruppe 12 : Feldspat-Glimmer-Quarz-Schiefer in Lagen-, Flaser- und Stengelttextur; Feldspat < 60%, Quarz < 80%, oft mit zwei Glimmern, gelegentlich granatführend;

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	16	:	21	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	24	:	12	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	22	:	15	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	17	:	14	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	10	:	7	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	18	:	14	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	23	:	15	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:

Tiroler Ache	:	5	:	5	:	:	:	22	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

Gesteinsgruppe 12 a : Glimmer-Feldspat-Quarz-Schiefer in allen Texturvarianten; Glimmer und Amphibol > 20%, Feldspat < 50%, Quarz < 80%;

Thalberggraben	:	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	2	:	:	:	3	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

Gesteinsgruppe 13 : glimmerreiche Schiefereinlagen in Quarz

SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	1	:	4	:	7	:	25	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	3	:	11	:	13	:	:	:
W-Sporn	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	3	:	18	:	17	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	2	:	2	:	3	:	:	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	1	:	2	:	1	:	:	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	5	:	2	:	8	:	:	:
Pechschneittgraben	:	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	2	:	8	:	11	:	15	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	2	:	3	:	3	:	:	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

Gesteinsgruppe 14 : Metapelite und Metagrauwacken in Chlorit-Hellglimmer-Fazies;

NW-Hang	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:	:	:	:	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	3	:	2	:	25	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	2	:	4	:	1	:	:	:
W-Sporn	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	< 1	:	:	:	:	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	2	:	:	:	:	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	29	:	22	:	24	:	11	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

Gesteinsgruppe 15 : verschiefernte Ergußgesteine in Chlorit-Fazies; mit zunehmendem SiO₂-Gehalt auch mit feinschuppigem Helliglimmer;

SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	< 1	:	:	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	< 1	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	:	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	2	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	5	:	3	:
	:		:	2	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 16 : Marmore und Karbonatschiefer;

Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	1	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	2	:	2	:
	:		:		:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 17 : Gangquarz; monomineralisch oder gelegentlich mit wenigen Einschlüssen von Glimmerzügen, Karbonatkristallen und Eisenoxiden und -hydroxiden

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	6	:	5	:
SE-Ecke	:	:	:	2	:
Westerbuchberg I	:	9	:	28	:
SE-Ecke	:	:	:	47	:
Westerbuchberg II	:	27	:	60	:
W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	33	:	33	:
Bachanriß SE	:	:	:	50	:
Grabenstätt	:	27	:	19	:
Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	14	:	13	:
Blaue Wand	:	:	:	15	:
am Hochberg	:	29	:	25	:
Burgstallgraben	:	:	:	27	:
am Hochberg	:	43	:	33	:
Pechschnaitgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	38	:	39	:
Schotterbank der	:	:	:	41	:
Tiroler Ache	:	8	:	9	:
	:		:	5	:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:	> 5	:

Gesteinsgruppe 18 : weiße, hellgraue, rote und braunrote Sandsteine und Kleinkonglomerate;

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:	1	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	1	:	4	:
SE-Ecke	:	:	:	2	:
Westerbuchberg II	:	1	:	1	:
W-Sporn	:	:	:	3	:
Osterbuchberg	:	< 1	:	3	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	1	:	2	:
Blaue Wand	:	:	:	4	:
am Hochberg	:	< 1	:	< 1	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	3	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	6	:	9	:
				10	22
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	> 5

Gesteinsgruppe 19 : graue und braune Karbonate aller Helligkeiten;

NW-Hang	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	59	:	61	:
SE-Ecke	:	:	:	51	:
Westerbuchberg I	:	65	:	27	:
SE-Ecke	:	:	:	9	:
Westerbuchberg II	:	31	:	14	:
Bachanriß SE	:	:	:	6	:
Grabenstätt	:	43	:	35	:
Schotterbank der	:	:	:	37	33
Tiroler Ache	:	39	:	39	:
				40	44
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	> 5

Gesteinsgruppe 19 a : schwarze kalkige Karbonate

Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	9	:	9	:
				3	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	> 5

Gesteinsgruppe 19 b : graue und braune kalkige Karbonate;

Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	10	:	11	:
				3	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
				3 - 5	> 5

Gesteinsgruppe 19 c : schwarze dolomitische und kieselige Karbonate;

Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	15	:	13	:
	:		:	27	:
	:		:		33
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 d : graue und braune dolomitische und kieselige Karbonate;

Thalberggraben	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	34	:	27	:
	:		:	9	:
	:		:		
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 e : schwarze und dunkelgraue Karbonate;

Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	9	:	16	:
	:		:	14	:
	:		:		5
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 f : dunkelgraue und -braune Karbonate;

Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	17	:	10	:
	:		:	7	:
	:		:		11
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 g : mittelgraue und -braune Karbonate;

Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	19	:	10	:
	:		:	6	:
	:		:		16
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 h : helle Karbonate;

Blaue Wand	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	3	:	3	:
	:		:		
	:		:		
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:
	:		:	3 - 5	:
	:		:		> 5

Gesteinsgruppe 19 i : schwarze, dunkelgraue und -braune Karbonate;

W-Sporn	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	4	:	8	:
	:		:		
Burgstallgraben	:		:		

am Hochberg	:	3	:	7	:	5	:	:
Pechschneittgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	2	:	2	:	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5 :

Gesteinsgruppe 19 j : wie 19 g;

W-Sporn	:	:	:	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	21	:	3	:	4	:	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	12	:	5	:	14	:	:
Pechschneittgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	17	:	15	:	11	:	8 :
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5 :

Gesteinsgruppe 19 k : wie 19 h;

W-Sporn	:	:	:	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	2	:	:	:	:	:	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	7	:	9	:	6	:	:
Pechschneittgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	4	:	3	:	3	:	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5 :

Gesteinsgruppe 20 : kieselige und bunte Karbonate;

NW-Hang	:	:	:	:	:	:	:	:
Ratzinger Höhe	:	4	:	4	:	5	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg I	:	1	:	< 1	:	2	:	:
SE-Ecke	:	:	:	:	:	:	:	:
Westerbuchberg II	:	1	:	3	:	1	:	:
W-Sporn	:	:	:	:	:	:	:	:
Osterbuchberg	:	2	:	:	:	:	:	:
Bachanriß SE	:	:	:	:	:	:	:	:
Grabenstätt	:	< 1	:	1	:	1	:	:
Blaue Wand	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	4	:	11	:	:
Burgstallgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	< 1	:	1	:	:	:	:
Pechschneittgraben	:	:	:	:	:	:	:	:
am Hochberg	:	1	:	2	:	4	:	:
Schotterbank der	:	:	:	:	:	:	:	:
Tiroler Ache	:	2	:	:	:	3	:	:
Siebibintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5 :

Gesteinsgruppe 21 : graue sandige und mergelige Karbonate;

NW-Hang	:		:		:		:		:
Ratzinger Höhe	:	29	:	29	:	35	:	53	:
SE-Ecke	:		:		:		:		:
Westerbuchberg I	:	< 1	:	3	:	< 1	:		:
SE-Ecke	:		:		:		:		:
Westerbuchberg II	:	1	:	< 1	:		:		:
W-Sporn	:		:		:		:		:
Osterbuchberg	:	< 1	:		:		:		:
Bachanriß SE	:		:		:		:		:
Grabenstätt	:	< 1	:	< 1	:	1	:		:
Blaue Wand	:		:		:		:		:
am Hochberg	:	< 1	:	3	:	3	:	5	:
Burgstallgraben	:		:		:		:		:
am Hochberg	:	2	:	2	:	3	:		:
Pechschnaittgraben	:		:		:		:		:
am Hochberg	:	< 1	:	2	:	< 1	:	15	:
Schotterbank der	:		:		:		:		:
Tiroler Ache	:	< 1	:	< 1	:	3	:		:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

Gesteinsgruppe 22 : Problematika;

NW-Hang	:		:		:		:		:
Ratzinger Höhe	:	< 1	:		:	1	:		:
SE-Ecke	:		:		:		:		:
Westerbuchberg I	:	< 1	:		:		:		:
SE-Ecke	:		:		:		:		:
Westerbuchberg II	:	< 1	:		:		:		:
Bachanriß SE	:		:		:		:		:
Grabenstätt	:	< 1	:		:		:		:
Thalberggraben	:		:		:		:		:
am Hochberg	:	2	:	5	:		:		:
Blaue Wand	:		:		:		:		:
am Hochberg	:		:	< 1	:		:		:
Siebintervall	:	1 - 2	:	2 - 3	:	3 - 5	:	> 5	:

3.3. Einige Aspekte zu Gerölltransport und -absatz

3.3.1. Korngrößenverteilung der untersuchten Molassesedimente

Anzahl und Gewicht der Gerölle in den einzelnen Siebklassen (ohne Auftrennung nach Gesteinsarten) der zehn ausgewerteten Konglomeratgesamtproben werden in ihrer Prozentverteilung in den Diagrammen der Abbildungen 4 und 5 zusammenfassend dargestellt.

Den Gesamtproben werden in diesen Abbildungen die gleichen Nummern zugeteilt (von 1 bis 10) wie in der Abbildung 1. Wiederholungsweise finden sich die Erläuterungen zu den Nummern bei der Abbildung 5.

Nach der Nomenklatur von WILLMAN (1942, in PETTIJOHN 1957) sind die vorliegenden Gesamtproben zu den "Schottern" ("gravel", 50% bis 100% Gerölle in sandiger Matrix) zu zählen, bis auf die Konglomeratprobe vom Osterbuchberg, die als "Sandschotter" ("sandy gravel", 25% bis 50% Gerölle) gelten kann. Körner über 2 mm Durchmesser werden als Gerölle bezeichnet.

Die Verteilungslinien nähern sich alle *n i c h t* einer Geraden an, welche nach MARSAL (1954) die typische Verteilung von undifferenziert erodiertem Gehängeschutt darstellen soll. Sie zeigen in ihrem Verlauf *g u t e Ü b e r e i n s t i m m u n g* mit der Korngrößenverteilung der zu Vergleichszwecken ausgewerteten Schotter von der Tiroler Ache. Eine *d e u t l i c h e* Bevorzugung einiger Korngrößen, wie sie für viele Strand-schotter üblich ist (PETTIJOHN 1957, S. 248), zeichnet sich *n i c h t* ab. Der Charakter dieser tertiären Schotter ähnelt dem der Flußschotter.

Nach GANSS (1977) sind sie in Flußdeltas im Molassemeer abgelagert worden. Diese Deltas sind teilweise noch Festland

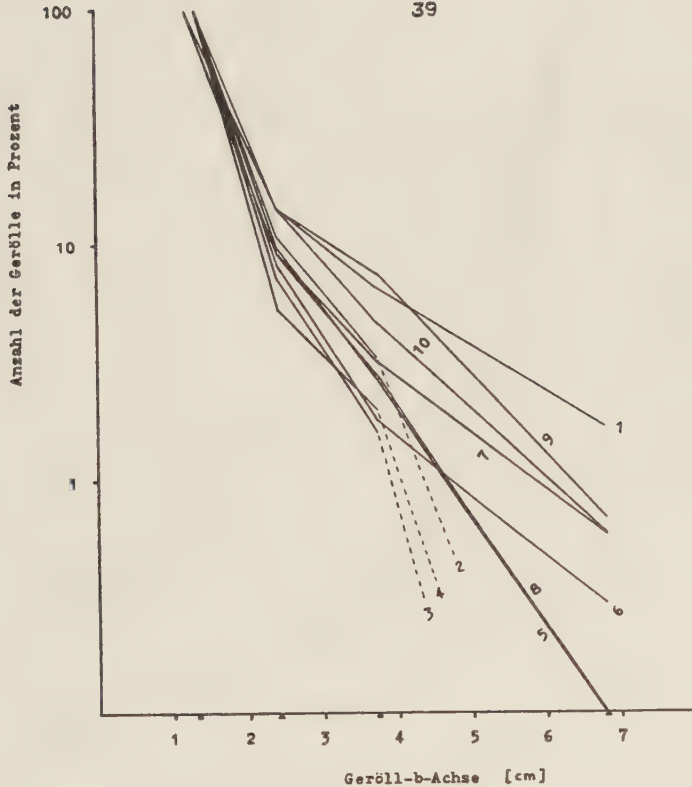


Abbildung 4 : Verteilung der Geröllanzahl in den Siebklassen aller Gesamtproben. Die Anzahl der Gerölle in einer Siebklasse wird in Prozent zur Anzahl aller ausgewerteten Gerölle (mit b-Höhen > 1 cm) einer Gesamtprobe ausgedrückt. Die Anzahlprozent werden gegen ihre jeweiligen Siebklassen angetragen. Die Summenbildung der Prozentangaben erfolgt von der Klasse mit den größten Geröllen aus. Die Lage der Punkte, welche die Siebintervallstrecken darstellungsmaÙig vereinfachend ersetzen, entspricht den Medianen aus der Tabelle 1. Die Punkte werden trotz der logarithmischen Stauchung linear miteinander verbunden. Die abweichenden Medianlagen in den Siebklassen mit kleinen Geröllen der Proben 7, 8 und 9 ergeben sich aus der Benützung eines Rundlochsiebtes mit $\phi = 1$ cm.

Die Verteilungslinien werden hier mit denselben Nummern für die Gesamtproben versehen wie in der Legende der Abbildung 1. In der folgenden Abbildung 5 werden die Nummern zu den Aufschlüssen der Gesamtproben noch einmal angegeben.

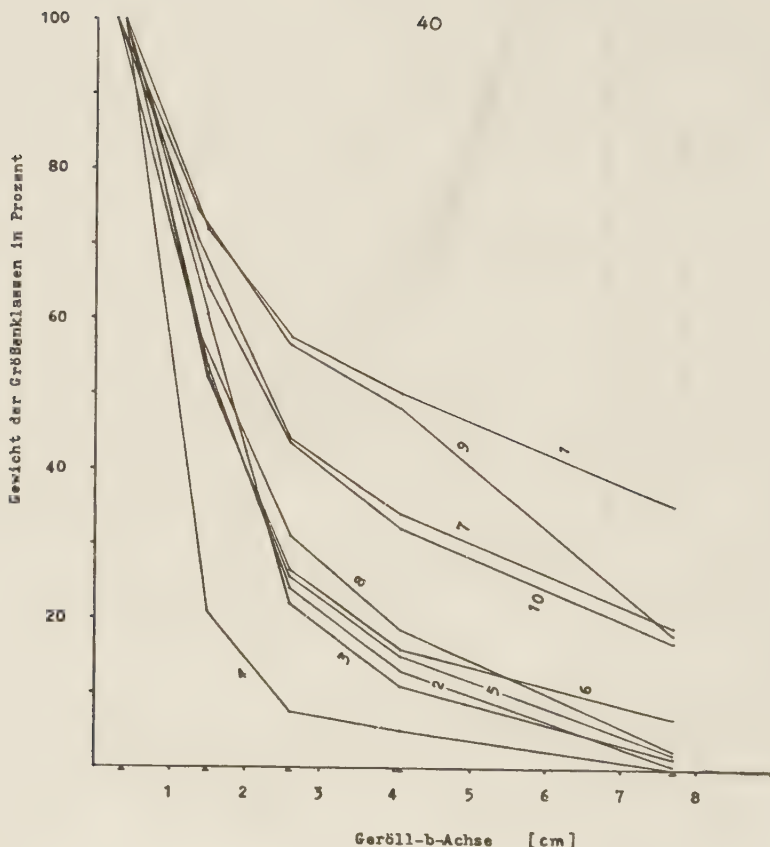


Abbildung 5 : Verteilung der Geröllgewichte in den Siebklassen aller Gesamtproben. Das Diagramm zeigt die Summenlinien aus den Prozentsätzen der Gewichte der Gerölle in ihren jeweiligen Siebklassen, aus den gleichen Proben wie in der Abbildung 4 erstellt. Die feinste Fraktion unter dem Sieb $\phi = 1$ cm wird hier mit berücksichtigt. Die eingetragenen Nummern in den Abbildungen 4 und 5 beziehen sich auf folgende Aufschlüsse :

- 1) NW-Hang Rätzingen Höhe
R 45 22 27 H 53 04 87
- 2) SE-Ecke Westerbuchberg I
R 45 33 71 H 53 06 37
- 3) Südl. Ecke Westerbuchberg I
R 45 35 53 H 53 06 50
- 4) W-Sporn Osterbuchberg
R 45 37 53 H 52 97 18
- 5) Bachanriß SE Grabenstatt
R 45 41 66 H 53 00 15
- 6) Thalberggraben am Hochberg
R 45 48 30 H 53 00 30
- 7) Blaue Wand am Hochberg
R 45 48 10 H 53 00 55
- 8) Burgstallgraben am Hochberg
R 45 48 04 H 53 00 89
- 9) Pechschmittgraben am Hochberg
R 45 49 45 H 53 01 53
- 10) Schotterbank der Tiroler Ache
45 37 50 H 52 97 15

gewesen, teilweise sind sie jedoch schon von brackischen und marinen Wässern überflutet worden, sowohl in regionalem als auch zeitlichem Wechsel. Für eine Bewegung der Gerölle am Strand des Molassemeeres spricht nach HAGN & HÖLZL (1952, S.53) die gute Politur einiger unter ihnen, beobachtet in einem Aufschluß im Burgstallgraben. Nach der Ansicht von REISER (1986, S.37 und 38) sind die Gerölle der Thalbergschichten über eine submarine Hangneigung von 5° bis 10° in eine Wassertiefe bis zu 200 m geglitten.

Die beprobten Konglomeratbänke des Pechschnaittgrabens und der Ratzinger Höhe enthalten prozentual relativ viele große Gerölle. Sie sind in sandigem Ton eingebettet, während die aller anderen Aufschlüsse in einer ausgesprochen sandigen Matrix liegen. In diesen zwei Gesamtproben zeichnen sich bei den kleinsten und größten Körnern Häufungen ansatzweise ab. Der dem allgemeinen Verlaufstrend entgegengestellte "Knick" in der Summenlinie des Pechschnaittgrabens läuft mit dieser Korngrößenspezialisierung wahrscheinlich genetisch konform. Es könnten Schotter sein, die küstenfern im Molassemeer zum Absatz gekommen sind.

Die Längsachsen der Gerölle (a-Achsen) in der Blauen Wand sind von NITHACK (1974, S. 47/48) photogrammetrisch vermessen worden. Die daraus entwickelte Kornsummenlinie stimmt in ihrer Tendenz mit denen der Abbildung 5 überein, ebenso auch der Anteil von Geröllen und Sand unter 1 cm Korngröße.

In vielen Aufschlüssen der Molasse ist eine enge Wechselfolge sandiger und konglomeratischer Schichten zu beobachten. Die Korngrößenmaxima können bankweise sehr schwanken. Dieser Fazieswechsel muß nicht unbedingt seine Ursache in dem jeweiligen Grad der Aufbereitung der Schotter im Fluß haben. Mit dem Abflauen der periodischen Hochwasser eines Flusses kommen nach SCHOKLITSCH (1926) und SCHIEMENZ (1960, S. 47) rhythmische Abfolgen von basalen groben Schottern, denen sich zunehmend feineres Sediment auflagert, zum Absatz. Die Größe der Komponenten wechselt zudem auch innerhalb eines stratigraphischen Horizonts.

Mit zunehmender Größe der Körner nähert man sich der sedimenttransportierenden Rinne. Somit kann eine Laufänderung des Flusses, bzw. seiner Seitenarme, gleichermaßen den schichtweisen Wechsel von feinen und groben Komponenten hinterlassen. Innerhalb eines Schüttungsdeltas ändert sich in einer Konglomeratbank das Verhältnis aller Geröllgesteine zueinander in definierten Größenklassen nicht (SCHIEMENZ S. 54). Dabei ist es gleichgültig, wie weit die geröllliefernde Rinne vom Ort der auszuwertenden Probe entfernt liegt.

Für jede über die verschiedenen Siebklassen einer Gesamtprobe aussortierte Gesteinsgruppe gibt es zwei Tendenzlinien. Ihre Anzahlverteilung wird im Kapitel 6.4. und ihre Gewichtsverteilung im Kapitel 6.5. wiedergegeben. Wenn ihre Anzahl in allen Größenklassen groß genug ist, werden die Unterschiede zwischen den beiden Tendenzlinien wohl hauptsächlich durch das spezifische Gewicht ihrer Gesteinsart hervorgerufen. Bei nur wenigen Geröllen kann der Unterschied noch stärker werden, wenn sie alle vom Durchschnittsgewicht (über eine große Anzahl von Geröllen der betrachteten Gesteinsart ermittelt) gleichsam nach oben oder nach unten abweichen (Kapitel 3.5.2.).

An dieser Stelle soll ein besonderer Aspekt der Tendenzlinien des Gangquarz erwähnt werden. Innerhalb der Stufe des Ober-Egers wächst sein Anteil vom Liegendem (Thalberggraben, nach REISER 1986 und WENGER 1985 noch oberstes Oligozän ?) zum Hangendem (Pechschnaitgraben, nach WENGER 1985 schon unterstes Eggenburg ?) beständig an. Sein Anteil könnte einen Hinweis auf die stratigraphische Korrelation des Aufschlusses "Bachanriß SE Grabenstätt" mit den Aufschlüssen am Hochberg geben. Demnach scheint der Aufschluß bei Grabenstätt im Niveau der "Blauen Wand" zu liegen.

3.3.2. Beziehungen der Schüttungsentfernung zu den Eigenschaften der Geröllgesteine

Innerhalb einer Gesteinsgruppe sagen prozentual viele große Gerölle gegenüber prozentual wenigen kleinen Geröllen folgendes über die Möglichkeiten der lithofaziellen Gliederung des Einzugsgebietes und über ihre Materialeigenheiten aus :

- a) Das Erosionsgebiet des in Augenschein genommenen Gesteins liegt in der Nähe der beprobten Konglomeratlage.
- b) Sowohl die Härte als auch die Zähigkeit des frischen Gesteins sind gegenüber der Gesellschaft der anderen Geröllgesteine relativ hoch.
- c) Dieses Gestein ist während seiner Erosion und seines Transports von den wirksamen Agentien der chemischen Verwitterung nicht angegriffen worden.
- d) Der anstehende Gesteinskörper ist mit nur wenigen Trennfugen durchsetzt.

Die entgegengesetzten Eigenheiten einer Gesteinsgruppe fördern eine Verteilungstendenz von prozentual vielen kleinen Geröllen gegenüber prozentual wenigen großen Geröllen.

Die in den Tabellen des Kapitels 3.2.2. und in den Diagrammen der Kapitel 6.4. und 6.5. wiedergegebenen Tendenzen der Korngrößenverteilung der getrennt betrachteten Geröllgesteinsgruppen sind mit dem Ziel erstellt worden, nach a) ihre relative Schüttungsentfernung einschätzen zu können. Diese Methode konnte in der Molasse des Allgäus von SCHIEMENZ (1960, S. 12) für die erwünschten Aussagen angewandt werden.

Die Punkte b) bis d) können den nach a) angestrebten Auswertungswert einschränken. Jedoch zeigen die Gesteinsverteilungen in den rezenten Schottern der Tiroler Ache im Zusammenhang mit dem bekannten Einzugsgebiet, daß die Verteilungslinien in erster Linie nach a) geprägt werden. Nachrangig wirken sich b), c) und d) aus.

In der vorliegenden Arbeit werden die Angaben "relative Nahschüttung" bzw. "relative Fernschüttung" gemäß der quantitati-

ven Auswertungen verwendet. HAGN & MOUSSAVIAN (1980, S. 139) leiten die Entfernung aus qualitativen Ermittlungen her: "Die Fernschüttung wird durch Gerölle aus der Gosau sowie des kalkalpinen Paleozäns und Eozäns gekennzeichnet. In der Nahschüttung herrschen Flyschgerölle vor."

Nach b) kann eine Auslese durch Härte oder Zähigkeit (ZINGG 1935, S. 90, SCHOKLITSCH 1950) eine Nahschüttung vortäuschen, wie es z.B. von monomineralischen Quarzgeröllen anzunehmen ist (SCHIEMENZ 1960, S. 12).

Die Widerstandsfähigkeit des "gesunden" Gesteins wird über eine "Aufweichung" durch Verwitterung nach c) herabgesetzt. Im Beprobungsgebiet ist der chemische Angriff vor der Ablagerung der Gerölle kaum mehr einschätzbar, da die Gerölle in ihrem sedimentären Verband weiter zersetzt worden sind. Vielleicht ist die geringe Anzahl an kleinen Gneis- und Granitgeröllen die Folge einer Vergrusung der Feldspäte während ihres Transports (PETTIJOHN 1957, S. 251). Die chemische Verwitterung würde nach der Auffassung dieses Autors nur kleine Kristallingerölle selektiv eliminieren.

Die kristallinen Gerölle sind im Aufschluß am NW-Hang der Ratzinger Höhe nur noch in der Festigkeit einer feuchten Ton-erde vorhanden. Die Gerölle aus Sandkalk sind bis 1 cm unter ihrer Oberfläche hellbraun verwittert. In den Aufschlüssen am Westerbuchberg und im Pechschnaitgrabern am Hochberg sind viele, auch gut gerundete, Kristallingerölle derart "mürbe", daß sie im Druck zwischen zwei Fingern zerbrechen. Wenige fingernagelgroße Blättchen aus Glimmerschiefern zerfallen während des Siebvorganges. Diese Zersetzung ist erst im Schichtverband erfolgt, weil die Gerölle in ihrer gegenwärtigen Festigkeit nicht mehr in dieser Größe das Absatzziel erreicht hätten.

Weniger verwittert sind die Gerölle der übrigen beprobten Aufschlüsse. Die Anzahl an Geröllbruchstücken in allen Siebklassen ist jedoch in jeder Probe so hoch, daß sie eine quantitative Ermittlung stören.

Die chemische Verwitterung ist in den wärmeren Klimazonen stärker als in den kälteren (ZEUNER 1933). Zu den Zeitpunkten der Geröllablagerungen der beprobten Molassehorizonte sind die Temperaturangaben für das Meerwasser und die Luft nicht genau; in der Unterstufe des Eger soll das Klima nach JÄGER & HANTKE (1984) von subtropisch bis kühl gemäßigt geschwankt haben und es ist noch nicht ermittelt, welcher Geröllfächer zu welcher Klimaperiode gehört.

Die Diagramme der Abbildung 6 belegen, daß die Klüftigkeit des Gesteins nach d) nicht ohne Bedeutung für seine Widerstandsfähigkeit gegen den Transport im Wasser ist. Aus der Größenklasse 20 mm bis 42 mm eines Konglomerates im Burgstallgraben am Hochberg (ca. 50 m östlich des Aufschlusses, der die Gesamtprobe "Burgstallgraben" geliefert hat) sind die Gesteinsgruppen "graue und braune Karbonate aller Helligkeiten" und "Gangquarz" aussortiert worden. Durch Trennung der ganzen von den zerbrochenen Geröllen ergeben sich vier Gruppen, die jeweils in Gewichtsintervalle von 3 g eingeteilt werden (ihre Summendarstellung wird in Kapitel 3.2.1. verwendet). Eine kontinuierliche Zunahme der Geröllanzahl von den schwereren zu den leichteren Gewichtsklassen, wie sie bei den unregelmäßig zerbrochenen Quarzgeröllen (ZINGG 1935, S. 92) zu sehen ist, ist in der Geometrie der mechanischen Gesteinszerkleinerung begründet. Die plötzliche Anzahlabnahme in den leichtesten Klassen vollzieht sich in dem Bereich, in welchem viele dieser leichten Gerölle durch das Sieb gefallen sind. Die Anzahlfrequenz in der Gesteinsgruppe der Karbonate verteilt sich über kleine Nebenmaxima und -minima, die nicht als Zufall angesehen werden. Sie können das Trennfugennetz im Gestein widerspiegeln. Eine weitere, noch unbestimmte Ursache für bevorzugte Korngrößen könnte an die Strömungsmechanik des Transportmediums gekoppelt sein; dies deutet die Häufigkeitsverteilung der ganzen Quarzgerölle vielleicht an. Die Intervallbreiten der Vorzugsgewichte sind nach den Diagrammen jedoch so eng, daß sie den Häufigkeitsverlauf innerhalb der Siebklasse

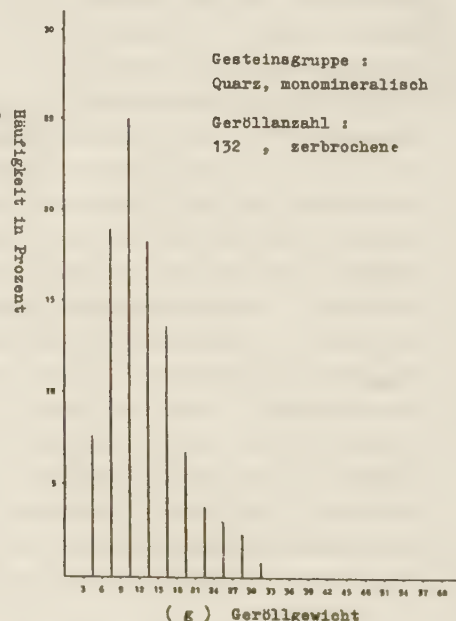
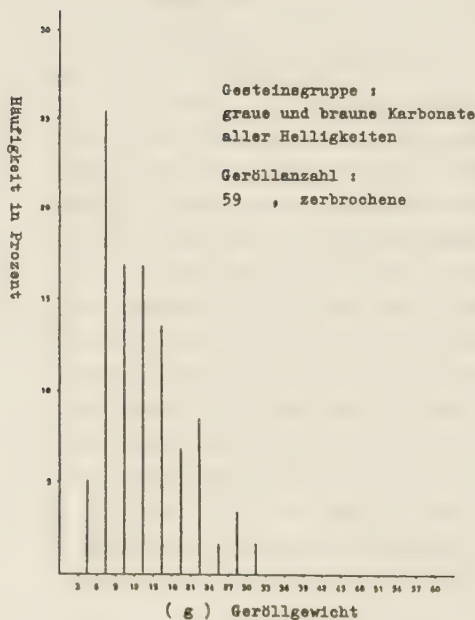
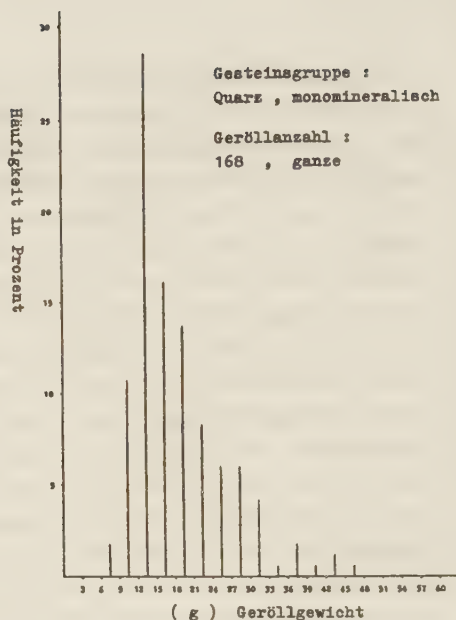
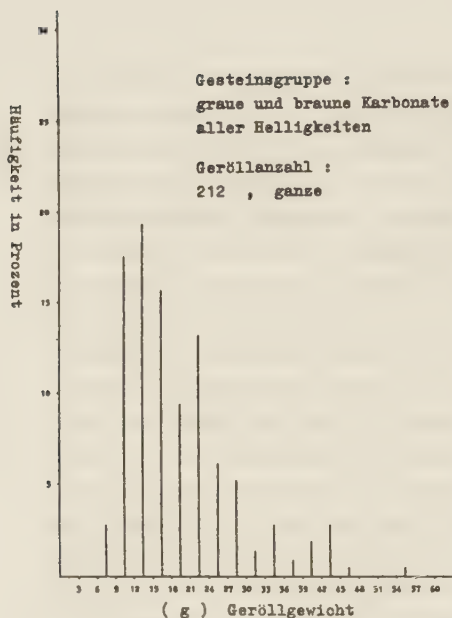


Abb. 6 : Verteilung der Anzahlhäufigkeit von Geröllern zwischen den Quadratmaschensieben 2 cm und 3 cm. Die angegebenen Gesteinsgruppen sind in Intervalle von 3 g unterteilt worden.
Interpretation im Text.

kaum beeinflussen.

Ein Hochwasser in einem Flußbett kann eine Transportmechanik der mitgeführten Gesteinskörper von einer anderen Qualität erzeugen als sie bei normalem oder niedrigem Wasserstand üblich ist. Nach SCHAFFERNAK (1922) nimmt das Flußwasser in diesem Fall auch größere Bestandteile als "Schwebel" auf, welches dann als schwerer Suspensionsstrom das Vielfache an Transportleistung für Gerölle aufbringt. Es ist denkbar, daß mittels eines solchen Stroms aus einem schweren Sand-Geröll-"Brei" kleine Gerölle unbeschadet eine große Strecke überstehen. Somit könnten sich am Absatzgebiet in den unteren Siebklassen einige Gesteinstypen häufen, welche bei dem üblichen Flußtransport noch weiter zerkleinert worden wären.

Die erodierende Wirkung eines Suspensionsstromes geht überwiegend in die Tiefe des Flußbettes (ZINGG 1935, S. 98). Dieser kann Brocken von Gesteinskörpern, auf denen er fließt, auch dann losreißen, wenn sie morphologisch nicht exponiert sind. Der Geröllbestand im Ablagerungsgebiet wird daraufhin um diese Gesteinskomponente bereichert.

Auf die Beschreibung und quantitative Untersuchung von Geröllformen sowie -rundungen ist in der vorliegenden Arbeit verzichtet worden. Welche der unterschiedlichen Vermessungs- und Auswertungsmethoden die beste Ergänzung zu den Korngrößenverteilungen der verschiedenen Geröllgesteinsgruppen bieten, ist vorweg schwer zu entscheiden. In Abhandlungen, welche Geröllformen und -rundungen zum Gegenstand haben, wird übereinstimmend vermerkt, daß die Unsicherheiten in ihrer Interpretation beträchtlich sind.

3.4. Mutmaßliche Herkunft der Gerölle

3.4.1. Regionale Abgrenzung

Die hypothetischen regionalen Grenzen, welche alle in Erwägung zu ziehenden geröllspendenden Gesteinskörper in den oligozänen und miozänen Alpen erfassen sollen, werden in der folgenden Darlegung wahrscheinlich weiter gesetzt als der Umfang des tatsächlichen die Chiemgauer Molasse beliefernden Flußnetzes. Es wird versucht, diese Grenzen auf das heutige Relief und die Geologie der Alpen zu übertragen. Als Folge der fortschreitenden Einengung von S nach N sind durch Erosion, sowie vielleicht auch durch Überschiebung und Verschluckung wahrscheinlich einige der Gesteinskomplexe vollständig verschwunden, welche im Tertiär im Einzugsgebiet noch morphologisch exponiert gewesen sind. Dank der offensichtlich regen Tektonik muß auch berücksichtigt werden, daß die in Augenschein genommene Zeitspanne von acht bis neun Mio. Jahren für eine mehrmalige Umgestaltung der Flußläufe lange genug ist.

In den der Chiemgauer Molasse zeitgleichen Schichten der ostschweizerischen Molasse gibt es Gerölle aus dem Austroalpin, u.a. auch aus der Julier-Decke (SPECK 1953). Der Ursprung der Gerölle in der Chiemgauer Molasse wird demnach nur bis zu der heutigen Grenze Penninikum-Austroalpin E des Hinterrheins gesucht. Im S läuft die tertiäre Wasserscheide vielleicht über die jungen periadriatischen Plutone, welche sich topographisch herausgehoben haben (JÄGER & HANTKE 1984). Zwischen ihnen wird sie willkürlich ca. 50 km südlich der Periadriatischen Naht angenommen. Im E wird das kristalline Austroalpin der Niederen Tauern in die Vergleichsuntersuchung mit einbezogen. Über viele Geröllstudien anderer Autoren ist die Schüttung aus den Alpen als gesichert anzusehen (HAGN & MOUSSAVIAN 1980); das nördlich gelegene Moldanubikum scheidet als ergiebiger und langzeitiger Lieferant der untersuchten Sedimente demnach aus. Zudem weisen Rutschfallen in Aufschlüssen des Eger auf eine nach N abtau-

chende Hangneigung hin. Gegen eine Schüttung aus dem N im Eger spricht auch die Erstreckung des Molassemeeres von "München" aus nach E (LEMCKE 1973).

3.4.2. Magmatite

Die Tabelle 3 auf den Seiten 50 bis 55 gibt die Modalwerte der Minerale in ausgesuchten Magmatitgeröllen wieder. Zum Vergleich werden die Modalbestände verschiedener Magmatitkörper im Alpenraum innerhalb des als größtmöglich erachteten Einzugsgebietes (Kap. 3.4.1.) in den Tabellen 4 ab Seite 56 angeführt. Diese Werte sind z.T. aus eigenen Auszählungen hergeleitet worden; zusätzlich, um die Variationsbreite der anstehenden Magmatite zu verdeutlichen, werden Modalwerte aus der Literatur aufgelistet. Die Mikrolithen der Hellglimmer- und Epidotgruppe im Plagioklas werden zum Plagioklas gezählt. Dünne perthitische Entmischungen im Kalifeldspat werden nicht dem Plagioklas zugerechnet.

Für den Vergleich der Magmatitgerölle mit den anstehenden Magmatitkörpern werden in erster Linie die Modalwerte beachtet; auffällige Textur- und Strukturmerkmale werden hilfsweise mit herangezogen.

Als Abkürzungen werden verwendet : Ab = Albit, Ol = Oligoklas, Ad = Andesin, Ld = Labrador, Or = Orthoklas, Mik = Mikroklin, Aug = Augit, Hyp = Hypersthen, Turm = Turmalin, Gra = Granat, Tit = Titanit, Serp = Serpentin, Stil = Stilpnomelan, Pin = Pinit, s = sauer, zrs = in Mikrolithen zersetzt, acc = akzessorisch, + = vorhanden, - = fehlend, ? = fraglich und " = eigene Auszählung.

Tab. 3 : Modalanalysen von Magnetitgeröllen (Vol.-%)

Gesteinsgruppe :	01		01		
Lokalität :	Grabenstätt "5"		Thalberggraben		"6"
Präparat-Nr. :	SK28G1	SK28G4	SK20H21	SK13H1	SK20H6
Zählpunkte :	1077	2681	1398	1057	1339
Autor :	"	"	"	"	" (FZ 10)
Plagioklas :	29 01	54 s	33 Ab	40 Ab/01	38 Ab/01/Ad
Kalifeldspat :	28 Mik	8 Mik	27 Mik	27 Mik	22 Or
Heilglimmer :	acc	2	acc	acc	acc
Biotit :	acc	-	-	2	5
Chlorit :	-	5	2	3	3
Amphibol :	-	-	-	-	-
Epidotgruppe :	1	2	acc	acc	acc
Quarz :	34	32	37	27	29
Erze :	3	1	acc	acc	2
Apatit :	acc	acc	-	acc	acc
Karbonat :	-	1	-	-	-
Sonstige :	acc	acc	acc	acc	acc
max. Fehler nach					
PLAS & TOBI :	3	2	3	3	3

Tab. 3 : (Forts.)

Gesteinsgruppe :		01	
Lokalität	: W-Seite Wachtberg	: E-Seite Wachtberg	:
Präparat-Nr.	: SK31/2	: SK31/4	:
Zählpunkte	: 1401	: 1652	:
Autor	: "	: "	:
	:	:	:
Plagioklas	: 55 Ab	: 43 Ab	:
Kalifeldspat	: acc	: 36 Mik	:
Hellglimmer	: 3	: 1	:
Biotit	: acc	: acc	:
Chlorit	: acc	: -	:
Amphibol	: -	: -	:
Epidotgruppe	: 1	: 1	:
Quarz	: 38	: 18	:
Erze	: 2	: 1	:
Apatit	: -	: -	:
Karbonat	: -	: -	:
Sonstige	: acc	: acc	:
max. Fehler nach			:
PLAS & TOBI	: 3	: 3	:

Tab. 3 : (forts.)

Gesteinsgruppe :	02		:
Lokalität :	Westerbuch- :	Blaue Wand "7" :	W-Seite :
	berg "3" :		Wachtberg :
Präparat-Nr. :	SK15W97 :	SK12H6 SK12H7 :	SK31/3 :
Zählpunkte :	Schätzung :	2129 Schätzung :	1559 :
Autor :	" :	" :	" :
	:	:	:
plagioklas :	65 zrs :	30Ab/01 40 01/Ad :	74 Ab :
Kalifeldspat :	? :	46 Mik 25 Or :	- :
Hellglimmer :	5 :	acc - :	1 :
Biotit :	5 :	3 5 :	1 :
Chlorit :	20 :	1 acc :	7 :
Amphibol :	- :	6 5 :	6 :
Epidotgruppe :	- :	acc acc :	2 :
Quarz :	2 :	12 20 :	7 :
Erze :	3 :	1 acc :	1 :
Apatit :	acc :	acc acc :	acc :
Karbonat :	acc :	acc acc :	- :
Sonstige :	acc :	acc acc :	1 :
max. Fehler nach			
PLAS & TOBI :	? :	2 ? :	3 :

Tab. 3 : (Forts.)

Gesteinsgruppe :	Wester-	Thalberggraben	Blau	03
Lokalität :	buchberg :		Wand :	
Präparat-Nr. :	SK15W80 :	SK21H1 :	SK12H4 :	
Zählpunkte :	413 :	1116 2636 :	1402 :	
Autor :	" :	" :	" :	
Plagioklas :	66 Ab :	71 s :	60 Ab :	
Kalifeldspat :	acc :	7 :	1 :	
Hellglimmer :	1 :	- :	- :	
Biotit :	5 :	5 :	1 :	
Chlorit :	11 :	4 :	28 :	
Amphibol :	? :	2 :	? :	
Epidotgruppe :	- :	- :	3 :	
Quarz :	7 :	1 :	3 :	
Erze :	3 :	7 :	2 :	
Apatit :	acc :	acc :	1 :	
Karbonat :	3 :	1 :	acc :	
Sonstige :	3 :	1 acc :	acc :	
max. Fehler nach				
FLAS & TOBI :	5 :	3 :	2 :	3 :

Tab. 3 : (Forts.)

Gesteinsgruppe	: 04	:	05	:
Lokalität	: Wester-	:	Wester-	: Blaue
	: buchberg	:	buchberg	: Wand
Präparat-Nr.	: SK15W96	:	SK10W19	: SK12H3
Zählpunkte	: Schätzung	:	1055	: 837
Autor	: "	:	"	: "
	:	:	:	:
Plagioklas	: \	:	50 01	: 33 Ab
Kalifeldspat	: / 55	:	1	: 25 Mik
Helleglimmer	: \	:	acc	: 5
Biotit	: - 20	:	acc	: ?
Chlorit	: /	:	acc	: 3
Amphibol	: -	:	-	: -
Epidotgruppe	: ?	:	-	: -
Quarz	: 25	:	49	: 34
Erze	: acc	:	acc	: acc
Apatit	: ?	:	-	: -
Karbonat	: -	:	acc	: acc
Sonstige	: acc	:	acc	: acc
max. Fehler nach				
PLAS & TOBI	: ?	:	3	: 4

Tab. 4 : Modalanalysen von anstehenden Magmatiten der Alpen (Vol-%). Auf Angaben in Gewichtsprozent wird eigens hingewiesen (Gew-%). Tertiäre Plutone der Periadriatischen Nant.

Gesteinsgruppe :	01	:
Lokalität :	Rensen-Pluton	:
Präparat-Nr. :	-	:
Zahlpunkte :	-	:
Autor :	NOLLAU 1974 : GIZYCKI 1977	:
Plagioklas :	52 Ol/Ad/Ld : 40-58 : 38-57 Ol/Ad/Ld	:
Kalifeldspat :	4 : 1- 8 : 3- 8	:
Hellglimmer :	acc	:
Biotit :	13 : 6-20 : 10-17	:
Chlorit :	acc	:
Amphibol :	2 : 0-15 : acc	:
Epidotgruppe :	acc	:
Quarz :	27 : 18-40 : 25-35	:
Erze :	acc	:
Apatit :	acc	:
Karbonat :	acc	:
Sonstige :	acc	:
max. Fehler nach		
PLAS & TOBI :	?	:

Tab. 4 : (Forts.)

tertiäre Plutone der Periadriatischen Naht.

Gesteinsgruppe :	02		
Lokalität :	Rensen-Pluton		Tonale-Gebiet :
Präparat-Nr. :	-	-	-
Zählpunkte :			
Autor :	NOLLAU 1974 :	GIZYCKI 1977 :	TRÜGER 1969 :
Plagioklas :	48 Ol/Ad/Ld :	40-60 : 41-50 Ol/Ad/Ld :	33 Ad/Ld :
Kalifeldspat :	acc :	0-2 : 0-1 :	4 :
Hellglimmer :	acc :	acc : acc :	- :
Biotit :	15 :	7-21 : 7-17 :	20 :
Chlorit :	acc :	acc : 0-3 :	- :
Amphibol :	16 :	10-29 : 13-28 :	26 :
Epidotgruppe :	2 :	0-4 : 1-4 :	- :
Quarz :	17 :	14-24 : 15-20 :	16 :
Erze :	acc :	acc : acc :	acc :
Apatit :	acc :	acc : acc :	acc :
Karbonat :	acc :	acc : - :	- :
Sonstige :	acc :	acc : acc :	acc :
max. Fehler nach			
PLAS & TOBI :	?	:	:

Bernina-Julier- und Errecke.

Gesteinsgruppe:		01		Julierpaß		02		03	
Lokalität	Monte-					Julierpaß		Julierpaß	
Präparat-Nr.	UOA10		UOA16	UOA17 I: UOA17 II+III:		VP1-UOA		UOA 5	UOA 6
Zählpunkte	1781	Schätzung:	4044	4956		2228		1366	Schätzung
Autor	"	"	"	"		"		"	"
Plagioklas	22 Ab/01	20 Ab/01	37Ab/01:	50 Ab/01		80 Ab		52 zrs	65 zrs
Kalifeldspat	43 Mik	45 Mik	24 Mik	9 Mik		6 Or		?	?
Hellglimmer	acc	+	acc	acc		acc		acc	-
Biotit	?	+	acc	6		acc		acc	-
Chlorit	acc	+	5	3		10		4	-
Amphibol	acc	-	acc	4		acc		32	30
Epidotgruppe	acc	+	acc	1		acc		2	-
Quarz	33	30	34	26		1		7	?
Erze	acc	+	acc	acc		1		1	5
Apatit	-	+	acc	acc		acc		acc	acc
Karbonat	-	-	-	-		-		-	acc
Sonstige	acc	acc	acc	acc		1		1	acc
	(Gra)	(Tit)	(Stil ?):	(Stil ?)				(Stil ?)	
max. Fehler nach									
PLAS & TOBI	3	?	2	2		2		3	?

Örtler-Schubmasse mit Teildecken.

Gesteinsgruppe :	01/05	:
Lokalität :	Martelltal	:
:	:	:
Präparat-Nr. :	AKVP18	:
Zählpunkte :	3707	:
Autor :	:	:
:	EFFLER 1981	:
:	:	:
Plagioklas :	38 Ab/01	:
Kalifeldspat :	18 Or	:
Hellglimmer :	11	:
Biotit :	-	:
Chlorit :	-	:
Amphibol :	-	:
Epidotgruppe :	-	:
Quarz :	31	:
Erze :	2	:
Apatit :	-	:
Karbonat :	-	:
Sonstige :	acc	:
:	(Turm)	:
:	(Turm, Gra): (Turm, Gra)	:
max. Fehler nach		
PLAS & TOBI :	2	:
:	2	:
:	?	:

Tab. 4 : (Forts.)

Silvretta- und Ötztaldecke.

Gesteinsgruppe :	01		
Lokalität :	Winnebach-Pluton		Mönchalp-
			Pluton
Präparat-Nr. :	AKVP14 : AKVP16	AKVP15 :	
Zählpunkte :	1813 : 5161	4172 :	
Autor :	" : "	" :	STRECKEISEN :
			1928, S. 173
Plagioklas :	31 Ab/01 : 41 Ab/01	47 01 :	32 s/zrs
Kalifeldspat :	14 Mik : 9 Mik	acc Or :	15 Or
Hellglimmer :	12 : 9	2 :	acc
Biotit :	8 : 7	12 :	18
Chlorit :	acc : acc	1 :	
Amphibol :	- : -	- :	
Epidotgruppe :	acc : acc	acc :	
Quarz :	32 : 32	35 :	26
Erze :	acc : acc	acc :	acc
Apatit :	acc : acc	acc :	acc
Karbonat :	- : -	- :	
Sonstige :	2 : 1	2 :	9 (Gra, Pin, :
		(Gra) :	Stil ?)
max. Fehler nach			
PLAS & TOBI :	3 : 2	2 :	

Plutone im Austroalpin östlich des Tauernfensters.

Gesteinsgruppe :	01	:	02	:
Lokalität :	Rottenmanner: Schladminger Tauern : Focken-			:
	Tauern :	:	:	kar :
Präparat-Nr. :	:	:	:	:
Zählpunkte :	:	:	:	:
Autor :	BACHMANN :	BECKER :	BECKER :	:
	1964 :	1973 :	(nicht publ.) :	:
Plagioklas :	35 Ab :	30-35Ab/Dl :	28s/zrs :	30 zrs :
Kalifeldspat :	35 Mik :	20-30Ab/Dl :	7 :	20 :
Hellglimmer :	\ :	\ :	20 :	acc :
Biotit :	- 10 :	- 5- 7 :	10 :	15 :
Chlorit :	/ :	/ :	6 :	acc :
Amphibol :	- :	- :	- :	- :
Epidotgruppe :	- :	acc :	- :	10 :
Quarz :	20 :	30-40 :	18 :	20 :
Erze :	:	acc :	acc :	acc :
Apatit :	:	acc :	acc :	- :
Karbonat :	:	- :	- :	- :
Sonstige :	:	acc :	10 :	5 :
max. Fehler nach				
PLAS & TOBI :	?	:	:	:

Tab. 4 : (Forts.)

Ganggesteine in den Nördlichen Kalkalpen.

Gesteinsgruppe :	03	:
Lokalität :	Karwendelgebirge	:
Präparat-Nr. :	:	:
Zählpunkte :	:	:
Autor :	TROMMSDORFF 1963	:
Plagioklas :	- 34 Basis : - 33 Basis :	:
Kalifeldspat :	/ :	:
Hellglimmer :	- :	:
Biotit :	4 : 3	:
Chlorit :	+ (Serp) : 10 (Serp)	:
Amphibol :	7 : 14	:
Epidotgruppe :	? :	:
Quarz :	- :	:
Erze :	3 : 4	:
Apatit :	2 : 2	:
Karbonat :	? :	:
Sonstige :	38 (Aug) : 34 (Aug)	:
max. Fehler nach	: 12 (Olivin) :	:
PLAS & TOBI :	:	:

Nördlicher Teil der Südalpen.

Gesteinsgruppe :	01	:	03	:
Lokalität :	Brixener Pluton :	Brixener	"Klausenit" :	:
:	im Pustertal :	Pluton	:	:
Präparat-Nr. :	AKVP 21	:	:	:
Zählpunkte :	2750	:	:	:
Autor :	"	:	GIZYCKI : TRÖGER	:
:	:	:	1977 : 1969 (Gew-%) :	:
Plagioklas :	47 Ol/Ad	:	20-43 Ol/Ad: 65 Ad	:
Kalifeldspat :	15 Or	:	20-27 Or : 6 Or	:
Hellglimmer :	-	:	acc	:
Biotit :	5	:	6-16 : acc	:
Chlorit :	6	:	0-12	:
Amphibol :	acc	:	acc	:
Epidotgruppe :	acc	:	acc	:
Quarz :	25	:	25-37 : 6	:
Erze :	acc	:	acc	:
Apatit :	acc	:	acc	:
Karbonat :	-	:	-	:
Sonstige :	acc	:	acc : 20	:
:	:	:	(Hyp, Aug) :	:
max. Fehler nach				
PLAS & TOBI :	2	:	:	:

Tab. 4 : (conts.)

"Zentralgneis" im Tauernfenster.

Gesteinsgruppe :	01	02	03
Lokalität :	Amerbach- : Zenngrund	Floiental	:
:	tal :	:	:
Präparat-Nr. :	PennZG : PennZGi :	:	:
Zählpunkte :	3565 : 2374 : 2064	:	:
Autor :	" : " :	MORTEANI : KASCHANIAN :	:
:	:	1971 : 1980	:
Plagioklas :	28 Ab/Dl : 44 01 : 45 01	63 01/Ad : 20-32	:
Kalifeldspat :	23 Mik : 18 : 1	6 : -	:
Heilglimmer :	6 : acc : acc	- : -	:
Biotit :	6 : 3 : 20	15 : 18-39	:
Chlorit :	acc : acc : acc	acc : +	:
Amphibol :	- : - : -	- : 18-36	:
Epidotgruppe :	- : acc : 4	acc : 8-12	:
Quarz :	36 : 34 : 29	11 :	:
Erze :	acc : acc : acc	acc :	:
Apatit :	acc : acc : acc	:	:
Karbonat :	acc : - : -	:	0-15
Sonstige :	acc : acc : acc	acc :	acc
max. Fehler nach			
PLAS & TOBI :	2 : 2 : 2	:	:

Plutonitgerölle aus Konglomeraten in alpinen Sedimenten.

Gesteinsgruppe :	01		02	
Lokalität :	Achthal, Ultrahelvetikum		Achthal Ultrahelvetikum	
Präparat-Nr. :	SK11A1, SK11A2 :	:	:	:
Zählpunkte :	1500 :	:	:	:
Autor :	" :	FRASL 1984 :	FRASL 1980 :	:
:	:	:	:	:
Plagioklas :	61 01 :	65 01 : 60 01 :	58 01/Ad : 57 01/Ad :	:
Kalifeldspat :	4 :	4 : 5 :	- : - :	:
Helloglimmer :	- :	- : - :	- : - :	:
Biotit :	acc :	\ : 4 :	14 : 14 :	:
Chlorit :	8 :	- 7 : acc :	? : ? :	:
Amphibol :	- :	/ : 1 :	11 : 10 :	:
Epidotgruppe :	1 :	/ : acc :	1 : 1 :	:
Quarz :	23 :	30 : 25-30 :	15 : 17 :	:
Erze :	1 :	acc : acc :	acc : acc :	:
Apatit :	acc :	? : acc :	? : ? :	:
Karbonat :	acc :	acc : acc :	? : ? :	:
Sonstige :	acc :	acc : acc :	acc : acc :	:
max. Fehler nach				
PLAS & TOBI :	3 :	:	:	:

Gesteinsbeschreibungen in der Literatur :

Stellvertretend für die Gesteinsgruppenbenennung werden die Nummern dieser Gesteinsgruppen aus Kapitel 3.1.2. verwendet (von 01 bis 05).

Von den in der Tabelle 3 verzeichneten Gerölldünnschliffen werden im Anschluß an die Literaturbeschreibungen diejenigen angeführt, die diesen Beschreibungen **e n t s p r e c h e n**.

T e r t i ä r e P l u t o n e entlang der P e r i a d r i a t i s c h e n N a c h t

- Rieserferner Pluton

PROCHASKA (1981) :

01 : equigranulare bis porphyritische Granite,
Granodiorite und Aplite;

02 : equigranulare bis porphyritische Quarzdiorite und
Tonalite; gelegentlich Granat im zonierten Plagioklas;

03 : porphyritische Tonalite; Lamprophyre;

04 : Dazite;

05 : Pegmatite;

BECKE (1892) :

01 : Aplite;

02 : Tonalite ähnlich denen des Adamellostocks;
stark zonierter Plagioklas;

03 : porphyritische Gänge;

05 : Pegmatite;

eigenes Vergleichshandstück mit Dünnschliff "Ri-Fe" :

05 : Pegmatit mit Albit, Quarz, Hellglimmer,
Granat und Spodumen;

- Rensen-Pluton

NOLLAU (1974) :

01 : Aplite, Granodiorite;

02 : Quarzdiorite; Plagioklas I deutlich zonar gebaut,
Plagioklas II "saurer" und größer, Knickbänder im Biotit,
Quarzmörtel;

GIZYCKI (1977) :

Plagioklas ist hier weniger fortgeschritten in
Mikrolithen zersetzt als im Brixener Pluton
der Südalpen;

- Adamello-Pluton

TRÖGER 1969 :

02 und 03 : "Tonalit"

- Bergell-Pluton

die Gesteine sind denen der oben erwähnten
periadriatischen Plutone ähnlich;

01 : Thalberggraben am Hochberg :

Sk20H6 ? zonar gebauter Plagioklas;

Blaue Wand am Hochberg :

Sk14H3 ? zonar gebauter Plagioklas;

02 : Blaue Wand am Hochberg : Sk12H7

03 : Thalberggraben am Hochberg : Sk21H2 ? Sk21H11 ?

04 : SE-Ecke Westerbuchberg :

Quarzkeratophyr (Beschreibung nach OHST,
freundliche Mitteilung)

05 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk10W19

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H3

A u s t r o a l p i n e S c h u b m a s s e n

- Bernina-, Julier- und Errdecke

RATH, v. (1857) :

01 : im Berninagebirge Granit mit grünem Oligoklas,
manchmal mit rötlichem Kalifeldspat (S. 48);

02 : Syenit (S. 50);

porphyritischer Diorit im Übergang zu Granit (S. 54);

CORNELIUS (1935) :

01 : Granite mit grünen Feldspäten; die Farbzahl und das
Verhältnis Kalifeldspat zu Plagioklas variiert weitläufig

- (S. 7 - 9); Alkaligranite (ab S. 15); Yosemiteit (S. 9);
 Feldspäte in Rapakivistruktur (S. 16); büschelig bis
 federartig verzweigte Chrysobiotitblättchen
 (S. 15, Stilpnomelan ?);
- 02 : Syenite (ab S. 15); Diorit (S. 19); Tonalit (S. 22);
 Quarzglimmerdiorit (S. 29);
- 03 : syenitische Randfazies (S. 14);
 feinkörnige Randfazies des Diorits (S. 23);
 Quarzglimmerdiorit (S. 29);
 Syenitporphyr (S. 35); aphyrischer bis porphyrischer
 Spessartit (S. 39); dioritischer Gang (S. 40);
 Unakit (S. 42); feinkörnige quarzführende Diorite
 bis Tonalite (S. 22);
- 04 : Granitporphyr (S. 35);
 Quarzporphyr in Gängen (ab S. 45), Orbikularstrukturen
 in seiner Grundmasse (S. 47);
 permische Lage aus Quarzporphyr (S. 142);
- 05 : Pegmatite (S. 38);
- STAUB (1912 - 1945) :
- Geologische Karte 1 : 50 000 der Bernina-Gruppe
- 04 : Quarzporphyr im Val dal Fain
 nördlich des Berninapass;
- BÜHLER (1983) :
- 01 : Aplite; Granit; Alkaligranit;
 Granit mit Rapakivistruktur;
- 02 : Diorit;
- 03 : basische Gänge mit ophitischem Plagioklas,
 um Plagioklas Albitsäume;
- 04 : Quarzporphyrgänge; Granitporphyrgänge;
- 01 : Bachanriß SE Grabenstädt : Sk28G1, Sk28G2,
 Thalberggraben am Hochberg : Sk20H21, Sk13H1, Sk20H6,
 Blaue Wand am Hochberg :
 Sk12H5, Sk22H53, Sk14H3 (Yosemiteit, s. CORNELIUS),
 Sk22H7, Sk22H54,

W-Seite des Wachtberges : Sk31/2

E-Seite des Wachtberges : Sk30/3, Sk30/2

(grüner Plagioklas und rötlicher Kalifeldspat in Rapakivistruktur, s. CORNELIUS und BÜHLER);

02 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk15W97

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H6 (zwischen Nordmarkit und Syenit), Sk12H7 (beide mit

büschel- bis federartigen Aggregaten aus

Chrysobiotit bzw. Stilpnomelan um Erzkörner);

W-Seite des Wachtberges : Sk31/3 (natronsyenitisch)

03 : SE-Ecke Westerbuchberg I :

Sk15W80 (natronsyenitisch, z.B. Spessartit oder Unakit nach CORNELIUS, S. 39 und 42);

Thalberggraben am Hochberg : Sk21H2, Sk21H11,

Blaue Wand am Hochberg :

Sk12H4 (sehr ähnlich Sk15W80 vom Westerbuchberg);

04 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk15W96

(brauner Quarzporphyr mit orbikularen

Bereichen in der Grundmasse);

05 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk10W19

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H3

- Carungas-Decke

CORNELIUS (1935) :

01 : Granite mit ca. 2/3 Albit, 1/4 Quarz,

wenig Orthoklas und wenig grüner Biotit (S. 120);

01 : Blaue Wand am Hochberg : Sk23H1, Sk22H54 ?

W-Seite des Wachtberges : Sk31/2

- Tasna-Decke

die Granite und Diorite gleichen megaskopisch

und mikroskopisch denen der Bernina-Julier- und

Errdecken;

01 : wie Bernina-Julier- und Errdecken

03 : wie Bernina-Julier- und Errdecken

- Ortler-Decke mit Teildecken

EFFLER (1981) :

01 : Pegmatitgranit im Martelltal

05 : Pegmatitgranit im Martelltal

HAMMER (1922) :

01 : Aplitporphyr

03 : Tonalitporphyrite; Granatporphyrite;

Hornblende- Glimmer-Porphyrite; Sulfenite;

Ortlerite; Kersantite; (ab S. 27)

GATTO, GRENNANIN, PICCIRILLO & SCOLARI (1976) :

03 : die Ganggesteine haben in der

Regel andesitische Zusammensetzung und variieren
z.T. von basaltisch bis rhyolitisch;

03 : mittelblaugraue Porphyrite

mit Amphiboleinsprenglingen;

01 : Blaue Wand am Hochberg : Sk22H53 ?

E-Seite Wachtberg : Sk30/2 ?

05 : Blaue Wand am Hochberg : Sk22H53 ? SK12H3;

E-Seite Wachtberg : Sk30/2 ?

- Scarl-Decke

BÖGEL & SCHMIDT (1976) :

01 : "Münstertaler Granit" (S. 97)

TRÜMPY & DÖSSEGGGER (1972) :

04 : permischer Quarzporphyr im Münstertal

- Umbrail-Decke

HESS (1953) :
 02 : Diorit (S. 54)

- Silvretta- und Ötztal-Decke

HAMMER (1922) :

03 : Quarz-Diabas-Gänge in den Ötztaler Alpen (S. 26);

STRECKEISEN (1928) :

01 und 02 : Mönchalp-Pluton in der Silvrettamasse,
 sein Gestein ähnlich dem "Winnebach-Granit";

03 : Diabasgänge

04 : Quarzporphyr (S. 214)

05 : Pegmatite

BEARTH (1932) :

03 : Ganggesteine in der Silvrettamasse;
 in ihrem östlichen Teil quarzführende Hornblende-
 Biotit-Diabase (S. 163, über eine Na-Zufuhr S. 172);

PURTSCHELLER (1978) :

01 und 02 : Winnebach-Pluton in der Ötztalmasse;
 Granodiorit (S. 12); Farbzahl zwischen 15% und 20%;

03 : Diabasgänge (S. 76, 79, 81, 86, 98);

eigene Handstücke :

03 : Diabas aus dem Kaunertal in den
 Ötztaler Alpen; Ganggestein vom N-Abfall
 des Piz Nuna in der Silvrettamasse;

01 : Thalberggraben am Hochberg : Sk20H6 ?

Blaue Wand am Hochberg : Sk23H1 ?

05 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk10W19 ?

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H3 ?

- Austroalpin östlich des Tauernfensters

BECKER (1973) :

01 : im Kern des Altkristallins der

Niederer Tauern Anatexis; auch migmatitische Typen;

02 : siehe vorher;

SKALA in METZ (1964) :

05 : Pegmatitadern in Gneisen

VOGELTANZ in METZ (1964) :

05 : Pegmatitadern in Gneisen

01 : Bachanriß SE Grabenstätt : Sk28G1

Thalberggraben am Hochberg : Sk20H21, Sk13H1, Sk20H6,

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H5, Sk22H53,

E-Seite Wachtberg : Sk30/2

05 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk10W19 ?

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H3 ?

- Grauwackenzone

BAUER, LOACKER & MOSTLER (1969) :

03 : Diabase in vielen Struktur- und Texturvarianten;

Diabas mit ophitischen Feldspatleisten (ab S. 10);

03 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk15W80

Blaue Wand am Hochberg : Sk12H4

- Nördliche Kalkalpen

TROMMSDORFF (1963) :

03 : Ehrwalditgänge im

Karwendelgebirge; basische Gesteine mit Phänoblasten aus
Augit und Olivin;

Nördlicher Bereich der S ü d a l p e n :

GIZYCKI (1977) :

01 : Plutone bei Brixen, Kreuzberg, Iffinger u.w.;
 Aplite, Granite, Granitporphyre und Granodiorite;
 die Plagioklaskörner sind stärker serizitisiert
 als die im Rensenpluton, selten deutlicher Zonarbau;
 der Kalifeldspat ist perthitisch und es gibt ihn als
 Einschlüsse im Plagioklas;

02 : Orte wie vorher;

Tonalite, Diorite, Gabbro;

03 : Lamprophyrgänge

05 : Pegmatite

BÖGEL & SCHMIDT (1976) :

04 : Bozener Quarzporphyr (S. 156);

Rhyolithe, rhyolithische Ignimbrite, Dazite, Andesite
 und Tuffe;

Wengener Schichten (S. 156);

Tuffe, Tuffite, Pillow-Laven, Melaphyr-Lagergänge;
 eigene Handstücke :

03 : Klausenite

04 : Bozener Quarzporphyr

- 01 : Bachanriß SE Grabenstätt : Sk28G1 ?
 Thalberggraben am Hochberg : Sk20H6, Sk13H1 ?
 Blaue Wand am Hochberg : Sk14H3
- 02 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk15W97 ?
 Blaue Wand am Hochberg : Sk12H7
- 04 : SE-Ecke Westerbuchberg I :
 Sk15W96 (Typ Bozener Quarzporphyr)
- 05 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk10W19
 Blaue Wand am Hochberg : Sk12H3

P e n n i n i k u m

- Zentralgneis des Tauernfensters

CHRISTA (1934) :

01 : Granite

02 : Granodiorite, Quarzdiorite,

HORNINGER (1956) :

03 : dunkles Ganggestein im Granatspitzkern

FRASL (1958) :

05 : Pegmatite (S. 409)

KARL (1959) :

01 : Granite, Granodiorite;

im Plagioklas teilweise Mikrolithen der Epidotgruppe;

02 : Tonalite

01 : Bachanriß SE Grabenstädt : Sk28G4

Thalberggraben am Hochberg : Sk20H6 ?

Blaue Wand am Hochberg : Sk22H7 ?

02 : W-Seite Wachtberg : Sk31/3 ?

K r i s t a l l i n e S c h w e l l e n zwischen den
a l p i n e n S e d i m e n t a t i o n s t r ö g e n
nördlich des Austroalpins

Südlich des Flyschtroges wird eine Schwelle angenommen, die "Rumunischer Rücken" genannt wird; die Schwelle zwischen Flyschtrog und Helvetischer Zone wird als "Cetischer Rücken" bezeichnet. BODEN hat 1935 seine Vermutung dargelegt, daß im Bayerischen Raum zwischen Helvetischer Zone und Molassetrog die "Germanische Südschwelle" diese zwei Becken voneinander trennt. 1976 ist die Möglichkeit ihrer Existenz von HAGN widerlegt worden.

Schubfetzen exotischer Gesteine an der Basis von Flysch- und Helvetikumzone sind sehr selten und zudem fraglicher Herkunft.

Die Möglichkeit einer direkten Geröllschüttung aus den Schwellen in das Molassebecken ist als sehr gering einzuschätzen.

Konglomerate in alpinen Sedimenten

CORNELIUS (1923) :

04 : Quarzporphyrgerölle in der Molasse
entstammen den Konglomeraten des Cenomans;

GANSS (1956) :

Gault des Flysch bei Bergen, SE-Bayern;

01 : Granite (S. 36)

04 : graugrüner Quarzporphyr (S. 38);

FREIMOSER (1972) :

Ultrahelvetikum bei Achthal, SE-Bayern;

02 : Granodiorite

03 : "Porphyrite"; chloritisierter Melaphyr;

04 : Tuff, Tuffit (S. 58);

Quarzporphyr (S. 61); Ignimbrite (S. 61);

GUHL (1974) :

Kalkstein in Osttirol;

04 : braune Quarzporphyrgerölle an der Basis
der postvariscischen Transgressionsserie;

BÖGEL & SCHMIDT (1976) :

04 : saure Vulkanite und Tuffe über basalen
Konglomeraten der postvariscischen Transgressionsserie
(S. 118); Quarzporphyrlage im Drauzug (S. 107);

FRASL (1980) :

01 : Ultrahelvetikum bei Achthal, SE-Bayern;

01 : leicht überprägte Trondjemite
mit rotem Plagioklas;

02 : leicht überprägte Quarzdiorite;

unverschieferter Tonalite;

WEIDICH (1984) :

Kalkalpine Kreide;

04 : Porphyrgerölle in der oberturonen Gosau;

04 : SE-Ecke Westerbuchberg I : Sk15W96

(der Porphyr ist nach SCHOKLITSCH, 1950 S. 163,

im Vergleich zu anderen kristallinen Gesteinen

sehr widerstandsfähig gegen Abrieb im

wässrigen Medium);

Tab. 5 : Anzahl der möglichen Zuordnungen der in Tab. 3 angegebenen Magmatitgerölle zu den in Erwägung gezogenen Deckeneinheiten.

Gesteinsgruppe	:	01	02	03	04	05	:
Tertiäre Plutone entlang der							
Periadriatischen Naht	:	2	1	2	1	2	:
Austroalpine Schubmassen	:						:
- Bernina-Julier- und							
Errdecke	:	13	4	4	1	2	:
- Carungas-Decke	:	3	-	-	-	-	:
- Tasna-Decke	:	13	?	-	-	-	:
- Ortler-Decke	:	2	-	-	-	3	:
- Scarl-Decke	:	?	-	-	-	-	:
- Umbrail-Decke	:	-	?	-	-	-	:
- Silvretta- und							
Ötztaldecke	:	2	-	-	-	2	:
- Austroalpin östlich des							
Tauernfensters	:	7	-	-	-	2	:
- Grauwackenzone	:	-	-	?	-	-	:
- Nördliche Kalkalpen	:	-	-	-	-	-	:
Nördlicher Bereich des							
Südalpins	:	4	2	-	1	2	:
Penninikum	:						:
- Zentralgneis des							
Tauernfensters	:	3	1	-	-	?	:
Kristalline Schwellen nördlich des							
Austroalpins	:	?	?	?	?	?	:
Konglomerate in alpinen							
Sedimenten	:	-	-	-	1	-	:

Die Gesteinsgruppe 04 ist mit kleinen braunen Quarzporphyrgeröllen außer in dem Molasseaufschluß Westerbuchberg I noch in den Aufschlüssen Westerbuchberg II, Osterbuchberg, Bachanriß SE Grabenstätt und Burgstallgraben gefunden worden. Bemerkenswert ist noch ein graues Quarzkeratophyrgeröll, welches vielleicht eine Ergußfazies der tertiären tonalitischen Magmen entlang der Periadriatischen Naht offenbart.

Innerhalb der Magmatitkörper, welche in der Tabelle 4 angeführt sind, gibt es meistens beträchtliche Variationen in den Mengenverhältnissen der Minerale, in einigen Strukturmerkmalen sowie in den Ausmaßen der Körner. Somit enthalten die zum Vergleich herangezogenen anstehenden Magmatitkörper bisweilen Gesteinsbereiche, die denen anderer Magmatitkörper in anderen tektonischen Einheiten verwechselbar ähnlich sein können. Einige Magmatitgerölle können nach den angegebenen Merkmalen mehreren anstehenden Körpern in den Alpen zugeordnet werden. Besonders trifft dies für die sauren Plutonite zu.

Die Bernina-Julier- und Errdecken vereinigen nach der Tabelle 5 die meisten Zuordnungen auf sich. Dies kann als ein deutlicher Hinweis dafür gewertet werden, daß diese Decken im mittleren Eger bereits morphologisch exponiert gewesen sind und folglich eines der Quellgebiete zum Hochberg-Schuttdelta in diesem Raum zu suchen wäre. Unterstützt wird diese Vermutung über die Geröllgesteinsarten Yosemiteit, Rapakivi-Granit und albitreichen Ganggesteinen (CORNELIUS 1935); grüne und rote Feldspäte in Graniten und Granodioriten und die Vorherrschaft von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas sind im Ostalpenraum ausschließlich für diese Region typisch. Einschränkend zu dieser Vermutung muß erwähnt werden, daß heute bereits abgetragene Gebirgsteile über dem gegenwärtigen Alpenrelief auch andernorts diese Gesteinstypen einstmals geführt haben könnten. Die Annahme eines so weit entfernten Quellortes ist deshalb nicht unbedingt erforderlich.

Weiterhin sind als mögliche Lieferanten die Tasna-Decke (ihre Plutonite gleichen denen der Bernina-Julier- und

Errdecken), das austroalpine Kristallin östlich des Tauernfensters, der nördliche Bereich des Südalpins (insbesondere der "Brixener Granit"), die Silvretta- und Ötztal-Schubmassen und der Zentralgneis des Tauernfensters nach den Tabellen 3 bis 4 in Erwägung zu ziehen. Vorgreifend kann jedoch schon gesagt werden, daß das Vorhandensein oder Fehlen an begleitenden Gesteinstypen sowohl im Anstehenden als auch in der Geröllgesellschaft einige der genannten tektonischen Einheiten als Liefergebiete ausschließt.

3.4.3. Metamorphite

Die metamorphen Geröllgesteine der Gesteinsgruppen 06 bis 17 (und 22) werden den kristallinen Serien der unten aufgeführten tektonischen Einheiten zugeordnet. Gesteinsmäßige Übereinstimmungen der Gerölle mit diesen Einheiten werden über folgende Kurzzeichen charakterisiert :

- +++ große Ähnlichkeit
- ++ im allgemeinen ähnlich
- + nur mit Einschränkungen ähnlich
- nicht ähnlich

Aus den kristallinen Serien werden lediglich die Gesteinstypen beschrieben, welche mit den Geröllgesteinen übereinstimmen.

Der altkristalline Untergrund
der austroalpinen Decken :

06	+++	weit verbreitet
07	+++	wenig verbreitet
08	+++	wenig verbreitet
09	++	vereinzelte Vorkommen
10	++	vereinzelte Vorkommen
11	++	weit verbreitet
12	++	weit verbreitet
13	++	weit verbreitet
14	-	
15	-	
16	++	vereinzelte Vorkommen
17	+++	weit verbreitet

Mafitarme und feldspatreiche Gneise führen meist hypidiomorph entwickelte Plagioklaskörner. In den meisten Gesteinen sieht man in ihnen polysynthetische Zwillingslamellen. Oligoklas ist sehr verbreitet; Albit und Andesin gibt es weniger

häufig. Etliche Male sind sie im Kernbereich in feine Hellglimmerschuppen zersetzt. Mikrolithen der Epidotgruppe sind sehr selten. Der Kalifeldspat ist mengenmäßig meistens weniger häufig vertreten. Seine Eigengestalt ist xeno- bis hypidiomorph. Er enthält selten deutlich sichtbare Festkörpereinschlüsse. In wenigen Gneistypen wächst er über die durchschnittliche Korngröße hinaus und ist dann megaskopisch als "Augen" sichtbar (andere Arten von "Augen" können auch von mehreren Plagioklaskörnern zusammengesetzt werden). Die Quarzkörner sind xenomorph linsig bis plattig geformt, in wenigen Gneistypen auch polygonal körnig. Sie können lagenweise gehäuft auftreten. Der Durchmesser zur Dicke der Glimmer liegt in der Regel zwischen 3 und 6. Hellglimmer und Biotit koexistieren in jedem Mengenverhältnis zueinander; weniger häufig kann eine Glimmerart alleine vorkommen. Granat gibt es nur stellenweise. Selten erreicht er eine vollkommene Eigengestalt. In einigen Körnern verrät die s-förmige Einregelung von Einschlüssen eine synkristalline Drehung. Sehr verbreitet sind opake Körner, so wie auch gedrungener Apatit und Turmalinstangen als Akzessorien. Die Textur wird über die Anordnung und Ausrichtung der Glimmer deutlich geprägt. Konform hat eine Plättung der Quarzkörner stattgefunden; diese Regelung entspricht auch einer optischen Vorzugseinregelung. Die Zwillingslamellen der Plagioklaskörner stehen überwiegend senkrecht zu dieser Hauptschieferung. In dieser felsischen Matrix können die Glimmerzüge a) ebenflächig parallel, b) parallel verfaltet und c) in sich spitzwinklig kreuzenden Wellenbahnen, welche Aggregate aus körnigen Mineralen in Linsen einfassen, verlaufen. Eine reliktsche Schieferung, welche über die Ausrichtung weniger Glimmerblättchen und die Anordnung felsischer Mineralkörner angedeutet wird, ist in nur wenigen Dünnschliffen zu sehen. Für weite Bereiche des austroalpinen Altkristallins ist eine postkristalline Zerrüttung mit anschließender Verheilung und teilweiser Rekristallisation geradezu charakteristisch. Es kommt zu einer Umprägung in mylonitische Typen (HESS 1953, HEINISCH &

SCHMIDT 1984, ROTH 1984). Der Quarz reagiert auf diese Beanspruchung mit seiner Auflösung in Subkörner und Mörtelzonen. Die Glimmerblättchen werden z.T. geknickt oder sogar in Fetzen zerrissen. Manche Plagioklaskörner sind verbogen und zerbrochen worden. Sie scheiden während dieser Durchbewegung vermehrt Serizitmikrolithen aus. Granat wird von Quarz und Hellglimmer randlich korrodiert; er zerteilt sich auch an ihn unregelmäßig durchsetzenden Rissen. Die Apatitkörner zerbrechen und rekristallisieren anschließend nicht mehr. An protomylonitischen Gneisen gibt es häufig zwei Typen :

- mit unversehrten Plagioklaskörnern und in Subkörner zerteilten Quarz; die Glimmer sind häufig verbogen;
- mit in Subkörner aufgelösten und intensiv serizitisierten Plagioklas; die Quarzkörner sehen unversehrt aus - sie sind entweder "intakt" geblieben oder rekristallisiert.

Neue Minerale, die im Verlaufe dieser Deformation oder danach sprossen können, sind

- a) Chloritpseudomorphosen nach Biotit (der Zusammenhang mit der Tektonik ist fraglich)
- b) Serizitmikrolithen aus Plagioklas
- c) Stilpnomelan bzw. Chrysobiotit in radialstrahligen oder federförmigen Aggregaten, die häufig von Erzkörnern weg wachsen
- d) Epidot und Klinkzoisit
- e) Karbonat

In der Struktur der Minerale und in der Textur ähnlich sind die Amphibol-Glimmer-Gneise. Sie führen keinen Hellglimmer und der Amphibol (meist pleochroitisch von dunkelbraungrün nach hellocker) ist eng mit Biotit verwachsen. Die Amphibolstengel enden an ihren Kopfflächen unregelmäßig stufig. Gelegentlich werden sie von Quarzkörnern poikilitisch durchsetzt.

Die Amphibolschiefer, welche keinen Biotit und keinen Quarz mehr enthalten, wirken trotz Schieferung massiger als die hellen Gneise. Der körnige, allotriomorph polygonale Plagioklas ist häufig einschlußfrei. Nur wenige Zwillingslamellen sind sichtbar.

Die Hornblendegarbenschiefer kommen im austroalpinen Altkristallin nur an wenigen Stellen vor (METZ et al. 1964 S. 124, PURTSCHELLER 1978 S. 103).

Es gibt nur spärliche Serpentinittvorkommen (CORNELIUS 1935 S. 89, METZ et al. 1964 S. 77, BECKER 1977).

Quarzreiche Schiefer bestehen in den meisten Fällen aus gelängten Quarzlinsen, deren Ausrichtung mit oder ohne Glimmerzüge die Hauptschieferung zeigt. Seltener gibt es granoblastische, mehr massig wirkende Varianten.

Karbonathaltige Schiefer und Marmore sind nicht sehr häufig.

In allen metamorphen Gesteinszonen sind Quarzausscheidungen verbreitet. Durch die Quarzlinsen ziehen häufig schiefrige Lagen des Nebengesteins, welche als Reste der Verdrängung stand gehalten haben.

Ausführliche Gesteinsbeschreibungen aus den altkristallinen Anteilen der austroalpinen Decken finden sich in :
BECKER (1973), BECKER (1977), CORNELIUS (1935), HAMMER (1922), HEINISCH & SCHMIDT (1984), HESS (1953), METZ et al. (1964), PILGER & WEISSENBAACH (1965), PURTSCHELLER (1978), RATH, v. (1857), ROTH (1984), SATIR & MORTEANI (1979), STRECKEISEN (1928), TROLL (1978), TROLL et al. (1976) und TROLL et al. (1980).

Quarzphyllit - Decken :

0 6	+	wenig verbreitet
0 7	+	wenig verbreitet
0 8	+++	wenig verbreitet
0 9	+++	vereinzelte Vorkommen
1 0	+++	vereinzelte Vorkommen
1 1	+++	weit verbreitet
1 2	++	weit verbreitet
1 3	+++	weit verbreitet

1 4	+	weit verbreitet
1 5	+	vereinzelte Vorkommen
1 6	+++	vereinzelte Vorkommen
1 7	+++	

Der Landecker-, Innsbrucker- und Thurntaler Quarzphyllit gilt als diaphtoritisch zersetztes austroalpines Altkristallin (PURTSCHELLER 1978 S. 114, HEINISCH & SCHMIDT 1984). Wegen ihrer Zersetzung zeigen diese Gesteine keine große Festigkeit; ein großer Teil kann keine langen Transporte überstehen.

G r a u w a c k e n z o n e :

0 6	-	keine bekannten Vorkommen
0 7	-	keine bekannten Vorkommen
0 8	-	keine bekannten Vorkommen
0 9	?	
1 0	+++	vereinzelte Vorkommen
1 1	++	weit verbreitet
1 2	++	weit verbreitet
1 3	+++	weit verbreitet
1 4	+++	weit verbreitet
1 5	+++	weit verbreitet
1 6	+++	wenig verbreitet
1 7	+++	

Nach BAUER et al. (1969) treten tonige und sandige Sedimente in phyllitischer Fazies mengenmäßig in den Vordergrund. In diesen Metasedimenten sind Hellglimmer und Chlorit syntektonisch verwachsen. Mit zunehmendem Gehalt an Detritus aus Sand werden die Gesteine zu Metagrauwacken, welche dieser metamorphen Deckeneinheit ihren Namen verliehen haben.

Ein violetter erzführender pelitischer Schiefer (GWZ 13) aus dem Auracher Wildgraben S Kitzbühel e n t s p r i c h t mega-

skopisch sowie mikroskopisch genau dem Geröllgestein Sk15W105.

Zwischen den Metaklastika sind ausgedehnte vergrünte Ergußgesteinslagen eingeschaltet. Ihre Zusammensetzung wechselt von rhyolitisch bis basaltisch. Wie in den Metasedimenten koexistiert Chlorit mit Hellglimmer; mit zunehmender Basizität verschwindet letzterer. Druck und Temperatur sind nicht ausreichend hoch gewesen, um Hornblende sprossen zu lassen.

Serpentinit ist sehr selten.

Die Metasedimente können gelegentlich karbonatreich werden; reine Marmore gibt es nur an wenigen Stellen (z.B. am Rettenstein S Kitzbühel). Es gibt auch Karbonate, deren sedimentäres Gepräge erhalten geblieben ist.

Die Gangquarzausscheidungen enthalten häufig schiefrige Relikte des Nebengesteins. Nesterweise können sie beige-braune Karbonatkristalle führen.

Einige Metaklastika sind vielleicht mit denen der Quarzphyllitdecken zu verwechseln.

B r e n n e r m e s o z o i k u m :

In der Nähe des heutigen Alpenhauptkammes sind die post-variscischen basalen klastischen Sedimente epizonal umgeprägt (PURTSCHELLER 1978, ab S. 34). Stellenweise kommt es neben dem Neuwachstum von Hellglimmer, Albit und Mikroklin zur Sprossung von Chloritoid, Biotit und Disthen.

Die Fazies dieser Metaklastika ähnelt teilweise wohl der der Grauwackenzone und der der Quarzphyllitdecken.

Nördlicher Bereich des S ü d a l p i n s :

Der kristalline Sockel dieser großtektonischen Einheit ist aus Schieferne verschiedener metamorphen Faziestypen zusammengesetzt. Sie entsprechen den ostalpinen Einheiten wie austro-

alpines Altkristallin, Quarzphyllitdecken und Grauwackenzone.

P e n n i n i k u m :

0 6	+++	weit verbreitet
0 7	+++	weit verbreitet
0 8	+++	weit verbreitet
0 9	+++	vereinzelte Vorkommen
1 0	+++	weit verbreitet
1 1	+++	weit verbreitet
1 2	+++	weit verbreitet
1 3	+++	weit verbreitet
1 4	++	
1 5	++	
1 6	+++	wenig verbreitet
1 7	+++	

Der Zentralgneis, die ältere Schieferhülle und die jüngere Schieferhülle setzen sich aus Gesteinen verschiedener metamorpher Überprägung zusammen, die bis zur Eklogitfazies reicht (FRASL 1958).

Die Gesteine haben vielfach auffallende Ähnlichkeiten mit den untersuchten Geröllgesteinen. Im allgemeinen sind die Mineralstrukturen der penninischen Schiefer jedoch durch den mehr geradlinigen bis uhrglasförmigen Verlauf der Korngrenzen gekennzeichnet; die Korngrenzen derselben Minerale im Austroalpin verlaufen meistens unregelmäßiger (sie wirken nicht so "sauber"), was auf eine großräumige postkristalline Deformation zurückzuführen ist.

Weitere Einschränkungen der Möglichkeit, daß die Geröllgesteine aus diesem tektonischen Stockwerk geliefert worden sind, werden im Kapitel 3.4.5. erläutert.

Einzelvorkommen in mehreren Deckenstockwerken :

Zwei außergewöhnliche Gerölle aus dem Wachtbergsschotter können aus verschiedenen Regionen geliefert worden sein. Der Ultramylonit Sk30/1 mit glasigen Anteilen findet in den Pseudotachylitgängen der Zentralalpen seine Entsprechung. Gehäuft treten diese aufgeschmolzenen Mylonite in der Silvretta-Gruppe auf (MASCH 1970) und stellenweise entlang der Periadriatischen Naht (BÖGEL 1976).

Ein weißes faseriges Geröll Sk31/6 aus Sillimanit ("Faserkiesel") ist wahrscheinlich im Kontaktbereich der im Kapitel 2.4.2. erwähnten Plutone beheimatet.

3.4.4. Sedimentite

Die Gesteinsgruppen 18 bis 21 sind Sammelbecken für die Sedimentgesteine. Die Erläuterung der Symbole für den Grad der Ähnlichkeit findet sich in Kapitel 3.4.3.

Sedimentite der a u s t r o a l p i n e n D e c k e n :

Diese postvariscischen Schichtstapel sind

- a) in den nördlichen Kalkalpen in mehreren Teildecken
 - b) als sedimentäre Bedeckung auf der Grauwackenzone (Gaisberg S Kitzbühel)
 - c) als sedimentäre Bedeckung auf dem zentralalpinen Altkristallin (Brenner-Mesozoikum, Engadiner Dolomiten, Ortler-Gebiet)
 - d) als sedimentäre Bedeckung auf den Quarzphyllitdecken (Wattener Lizum)
- verbreitet.

1 8	+++	wenig verbreitet
1 9	+++	weit verbreitet
2 0	+++	wenig verbreitet
2 1	+++	vereinzelte Vorkommen

Ihre Hauptmasse wird von kalkigen und dolomitischen Karbonatgesteinen gestellt. Eingelagert sind sandige, kieselige und mergelige Karbonate; an der Basis liegen häufig bunte Sandsteine.

Von Prof. Dr. HAGN sind einige der Gerölle als aus dem Kalkalpin stammend identifiziert worden. Gerölle aus Trias, Jura, Kreide und Alttertiär des Kalkalpins sind in der Molasse des Westerbuchberges vertreten (HAGN & MOUSSAVIAN 1980). Die dunklen Dolomite in den kalkalpinen Angerbergsschichten sind vermutlich im Zentralalpin beheimatet (HAGN 1976).

Stellenweise sind insbesondere die basalen Schichten leicht metamorph umgeprägt (PURTSCHELLER 1978, KRUMM 1984, NIEDERMAYR et al. 1984). Ihr sedimentärer Charakter ist jedoch erhalten geblieben.

F l y s c h - Z o n e :

Sie ist als schmaler Saum am N-Rand der Ostalpen aufgeschlossen.

1 8	-	
1 9	++	wenig verbreitet
2 0	+	wenig verbreitet
2 1	+++	weit verbreitet

Überwiegend wird diese tektonische Einheit aus mergeligen Gesteinen aufgebaut. Die Anteile von Ton, Sand, Geröllen, kieseligem Bindemittel und Karbonat wechseln (FREIMOSER 1972, RAD, v. 1972). Die Gesteine sind meist grau bis braun, weniger häufig gibt es bunte Mergel.

In den Konglomeraten des Westerbuchberges sind spärlich Flyschgerölle vertreten (HAGN & MOUSSAVIAN 1980).

Helvetikum und Ultrahelvetikum :

Die Verbreitung dieser Sedimentbecken schmiegt sich als schmaler Streifen an die Flyschzone an.

Schichtweise ähneln die Gesteine denen der Flyschzone. Der Anteil an fast reinen Karbonaten ist jedoch viel größer.

3.4.5. Nicht im Geröllbestand vertretene Gesteinstypen

Es werden in diesem Zusammenhang die Gesteinsarten angeführt, welche megaskopisch auffällig sind und aus dem in Kapitel 3.4.1. umgrenzten möglichen Liefergebiet zu erwarten wären, jedoch nicht gefunden worden sind. Dies läßt die Schlüsse zu, daß diese Gesteine

a) sehr selten

b) überhaupt nicht

im Anstehenden des Liefergebietes zur Zeit der Geröllschüttung vorhanden gewesen sind. Eine nicht unbeträchtliche Menge an "weichen" Gesteinen

c) übersteht einen längeren wässrigen Transport nicht.

In einigen Molasseaufschlüssen sieht man zudem (z.B. am NW-Hang der Ratzinger Höhe, im Pechschnaittgraben am Hochberg), daß

d) die Feldspäte und Glimmer in kristallinen Geröllen sich zersetzen können, ohne daß die Mineralstrukturen und Texturen darunter leiden. Solche Gerölle zerfallen während der Probenentnahme oder im Verlauf weiterer Arbeitsgänge. Im tonigen Bindemittel scheint diese Art der Zersetzung intensiver abzulaufen als in kalzitisch gebundenen Sanden.

In allen tertiären Aufschlüssen sind folgende Gesteine sehr selten (o) oder überhaupt nicht (-) in Erscheinung getreten (vgl. BODEN 1935, S. 350) :

Austroalpines Altkristallin:

- Peridotite (-) nach (a), (c) und (d); (südliche Ötztaler Alpen PURTSCHELLER 1978, Campo-Kristallin HACK & SCHMIDT 1983);
- Serpentine (o) nach (a) und (d); (Kap. 3.4.3.);
- Eklogite und Eklogitamphibolite (-) nach (a); (südliche Ötztaler Alpen PURTSCHELLER 1978, Silvrettagruppe STRECKEISEN 1928, Hangendserie des Osttiroler austroalpinen Altkristallins TROLL & BAUMGARTNER & DAIMINGER 1980, Saualpe PILGER & WEISSENBAACH 1965);
- Hornblende-Garbenschiefer (o) nach (a) und (b); (Kap. 2.4.3.);
- Kalksilikatschiefer (-) nach (a); (Ötztaler Alpen PURTSCHELLER 1978, S. 94, 95);
- Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer nach (c) und (d); (weit verbreitet, siehe angeführte Literatur über Altkristallin)
- Granat-Disthen-Gneise und Leptynite (-) nach (a) und (b); (Campo-Kristallin PLONER 1891, HACK & SCHMIDT 1983, Stubalpe BECKER 1977, Ötztaler Alpen PURTSCHELLER 1978);

Penninikum:

- Plutonite des "Zentralgneis" im Tauernfenster, deren Plagioklase überwiegend von Mikrolithen der Epidotgruppe gefüllt sind (o), nach (b); (KARL 1959);
- Hornblende-Garbenschiefer aus der unteren Schieferhülle (o), nach (b);
- Serpentine sowohl aus der älteren als auch der jüngeren Schieferhülle (o), nach (b) und (d); (FRASL 1958);
- Eklogite aus der oberen Schieferhülle (-), nach (b); (FRASL 1958);
- Prasinite aus der oberen Schieferhülle (-), nach (b) und (c); (FRASL 1958);
- Gabbroamphibolite aus der oberen Schieferhülle (-), nach (a) und (b); (FRASL 1958);

Tabelle 6 : Nichtvorhandene Gesteinstypen in den beprobten Molasseaufschlüssen nach Gesteinsliste in Kapitel 3.1.2.. Ihr Fehlen wird mit " - " angezeigt.

Gesteinsgruppe :

```

01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 :
NW-Hang Ratzinger Höhe :
- - - ? - - - - - - - :
SE-Ecke Westerbuchberg II :
- - - - - - - - - - :
SE-Ecke Westerbuchberg I :
- - - - - - - - - - :
W-Sporn Osterbuchberg :
- - - - - - - - - - :
Bachanriß SE Grabenstädt :
- - - - - - - - - - :
Thalberggraben am Hochberg :
- - - - - ? ? ? - ? - - :
Blaue Wand am Hochberg :
- - - - - ? - - - - :
Burgstallgraben am Hochberg :
- - - - - ? ? - - - :
Pechschnaittgraben am Hochberg :
- - - - - ? ? - - - :
Schotterbank der Tiroler Ache :
- - - - - - - - - - :
01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 :

```

Nicht alle der auf der Liste der Geröllgesteinsarten in Kapitel 3.1.2. verzeichneten Gesteine sind in den einzelnen Konglomeratproben anwesend. Die Tabelle 6 auf Seite 91 gibt das Nicht-Vorhandensein bestimmter Gesteinsgruppen der Liste in den Aufschlüssen an.

3.5. Art der Fehler und ihr Ausmaß in der Geröllanalyse

3.5.1. Methodische Fehler in den Arbeitsgängen

Die Probenentnahme :

- 1) Das Abfüllen der Schotter aus dem Aufschluß in einen Sack sollte sich auf eine definierte Konglomeratbank beschränken. Häufig fallen jedoch gelockerte Gerölle benachbarter Bänke mit in die Probe (KÖSTER & LESER 1967, S. 55).
- 2) Der feinere Anteil der Probe geht während des Schaufelns teilweise verloren. Die gröberen Komponenten bleiben übrig.

Das Sieben in Korngrößenklassen :

- 3) Beim Verwenden von Sieben mit Quadratmaschen werden von den flachen Geröllern längere b-Achsen durchgelassen (bis zu Maschenseite $\times \sqrt{2}$) als von den Geröllern, deren c-Achse fast so lang wie die b-Achse ist.
- 4) In der größtkörnigen Fraktion gehen kleinere Geröllbruchstücke in den kleinerkörnigen Siebfractionen verloren. Es ist hier in erster Linie ein Gewichtsverlust, weniger häufig auch ein Anzahlverlust anzunehmen.
- 5) In der feinstkörnigen Fraktion sammelt sich ein beträchtlicher Anteil von Bruchstücken. Hier gibt es eine absolute Gewichts- und Anzahlzunahme.
- 6) Die mittelkörnigen Fraktionen erhalten die Bruchstücke der jeweils gröberkörnigen Fraktionen und geben in die feinerkörnigen wieder welche ab. Die Anzahl der aufgenommenen

Bruchstücke ist kleiner als die der abgegebenen. Ob auch mehr an Gewicht abgegeben als aufgenommen wird, unter ausschließlicher Betrachtung benachbarter Fraktionen, ist von der Theorie her fraglich.

7) In den größerkörnigen Fraktionen ist es leichter, aneinander passende Bruchstücke zu finden als in den feinerkörnigen. Der in 4) genannte Fehler wird damit teilweise wieder aufgehoben.

8) Aus 6) und 7) ist ersichtlich, daß mit zunehmender Feinheit der Korngröße eine Ansammlung von Bruchstücken nicht nur anzahlmäßig, sondern auch gewichtsmäßig zunehmen muß, wenn als Bruchstückspender alle darüber liegenden Fraktionen in Frage kommen.

9) Es gibt Bruchstücke, die auf Grund ihrer Größe noch immer in der Korngrößenfraktion liegen, in der sie auch unzerbrochen liegen würden. In dieser Fraktion bedeutet das hinsichtlich dieser Bruchstücke keinen Anzahlverlust, dafür aber Gewichtsverlust. Die dazu gehörenden Komplementärbruchstücke, die nach "unten" fallen, bewirken Veränderungen nach 8) .

10) Miteinander verkittete Gerölle bleiben bereits in gröberkörnigen Fraktionen hängen, in denen sie einzeln nicht verbleiben würden. Sie vergrößern hier Gewicht und Anzahl auf Kosten der feinerkörnigen Fraktionen.

11) Gerölle mit anklebenden Resten von verfestigtem Sand und Ton vergrößern das Fraktionsgewicht.

12) Mit dem Reinigen von Geröllen geht Ton und Sand verloren, also der feinsten Korngrößenfraktion.

13) Durch die Lockerung der Matrix mit verdünnter Ameisensäure wird ein großer Teil des Bindekalzits aufgelöst (Proben Burgstallgraben am Hochberg und Westerbuchberg II). Das bedeutet einen Gewichtsverlust der feinsten Fraktion.

Die Gesteinsgruppeneinteilung der Gerölle :

14) Irrtum bei der Einordnung in eine der angegebenen Gesteinsgruppen ist möglich. Insbesondere unter den kleinen Geröllen ist in einigen Fällen eine ausgiebigere megaskopische Examination vonnöten, sofern davon kein Dünnschliff angefertigt

worden ist.

Die Dünnschliff-Mikroskopie :

15) In inhomogen zusammengesetzten Gesteinen ist auf die Auswahl eines repräsentativen Dünnschliffausschnitts zu achten.

16) Mit dem Punktzählverfahren zur Ermittlung der Mengenanteile der Minerale sind Abweichungen nach der theoretischen Fehlertabelle nach PLAS & TOBI (1965) möglich.

17) Die im Dünnschliff abgeschätzten Korngrößen nach den sichtbaren Mineralumrissen sind kleiner als die wahren Durchmesser (KRUMBEIN 1935).

Hinsichtlich der Punkte 4) und 9) ist anzunehmen, daß die Anzahl der Bruchstücke der Anzahl ihrer Originalgerölle näher kommt als das Gewicht der Bruchstücke dem Originalgeröllgewicht. Das Originalgewicht der zerbrochenen Gerölle wird deshalb über die Anzahl berechnet, wie im Kapitel 2.5. ausgeführt wird.

Die Tabellen im Anhang sind davon ausgehend errechnet worden.

3.5.2. Statistische Fehler in der Gesteinsklassifizierung

Aus einem Wegaufschluß im Burgstallgraben am Hochberg (ca. 50 m östlich des Aufschlusses, aus dem die Gesamtprobe entnommen worden ist) sind Gerölle der Größe zwischen den quadratischen Siebmaschenweiten 2 cm und 3 cm gewonnen worden. Die Population von Geröllen einer Größenklasse (insgesamt 1600) ist in einzelne Stichproben aufgeteilt worden, welche 20 x 10 Gerölle, 20 x 20 Gerölle und 20 x 50 Gerölle umfassen. In jeder Stichprobe wurden die Gerölle nach den in der Liste des Kapitel 3.1.2. genannten Gesteinsarten aufgespalten. Die Anzahl der einzelnen Gesteinsarten wird in der Abbildung 7 (S. 95 bis 99) in Prozent innerhalb einer Stichprobe angetragen. Über 20 Stichproben hinweg betrachtet, variiert die Anzahl einer Ge-

Gesteinsgruppe 05

Pegmatite und
Metapegmatite

Gesteinsgruppe 05

hypabyssische Pegmatite inter-
medialer Zusammensetzung

Gesteinsgruppe 02

Plutonite mit Quarz < 20%
und Farbzahl > 10%

Gesteinsgruppe 01

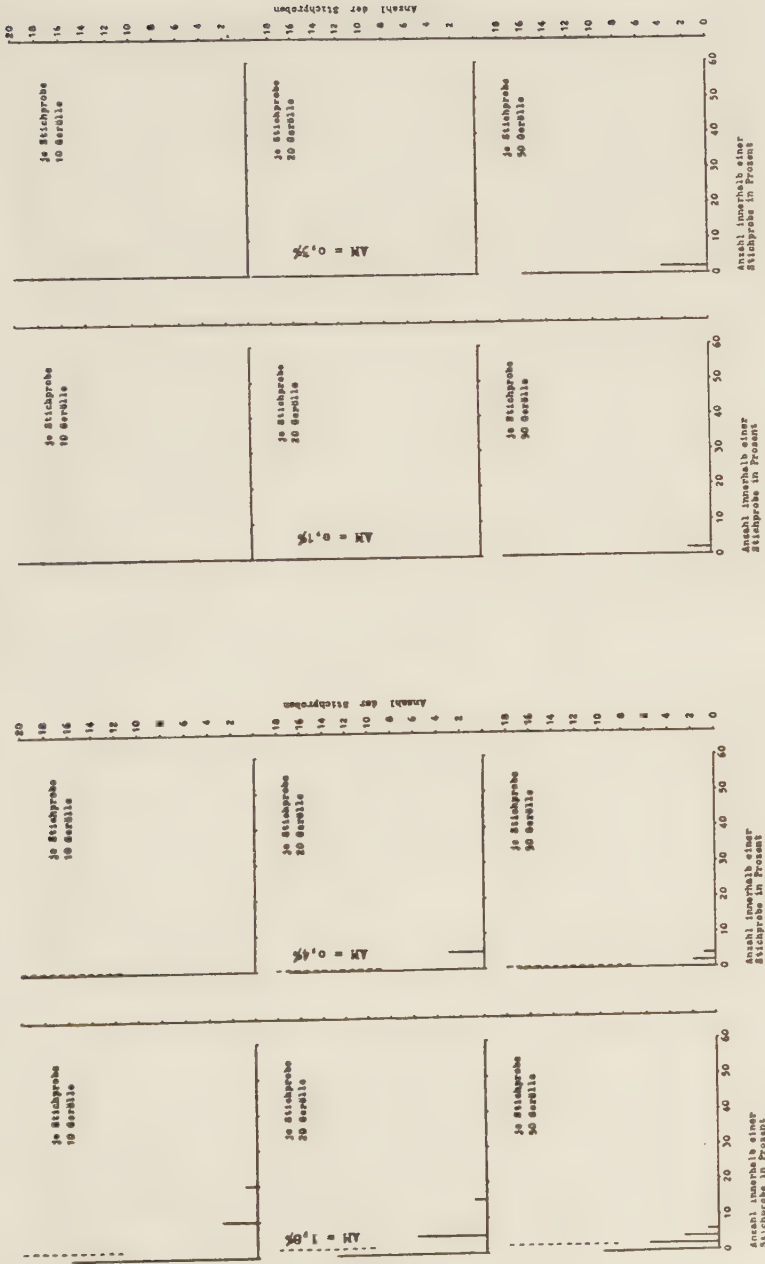
Plutonite mit Quarz > 20%
und Farbzahl < 10%

Abb. 7 : Häufigkeitsverteilung der Gesteinsgruppen in
Stichproben. Siehe Erläuterung im Text.

Gesteinsgruppe 06
Granitische Gneise mit
Feldspat > 60%

Gesteinsgruppe 07
amphibolführende Biotitschiefer
mit Feldspat > 50%

Gesteinsgruppe 08
Amphibolschiefer mit
Farbfaul > 40%

Gesteinsgruppe 11
Quarzte mit Quarz > 80%

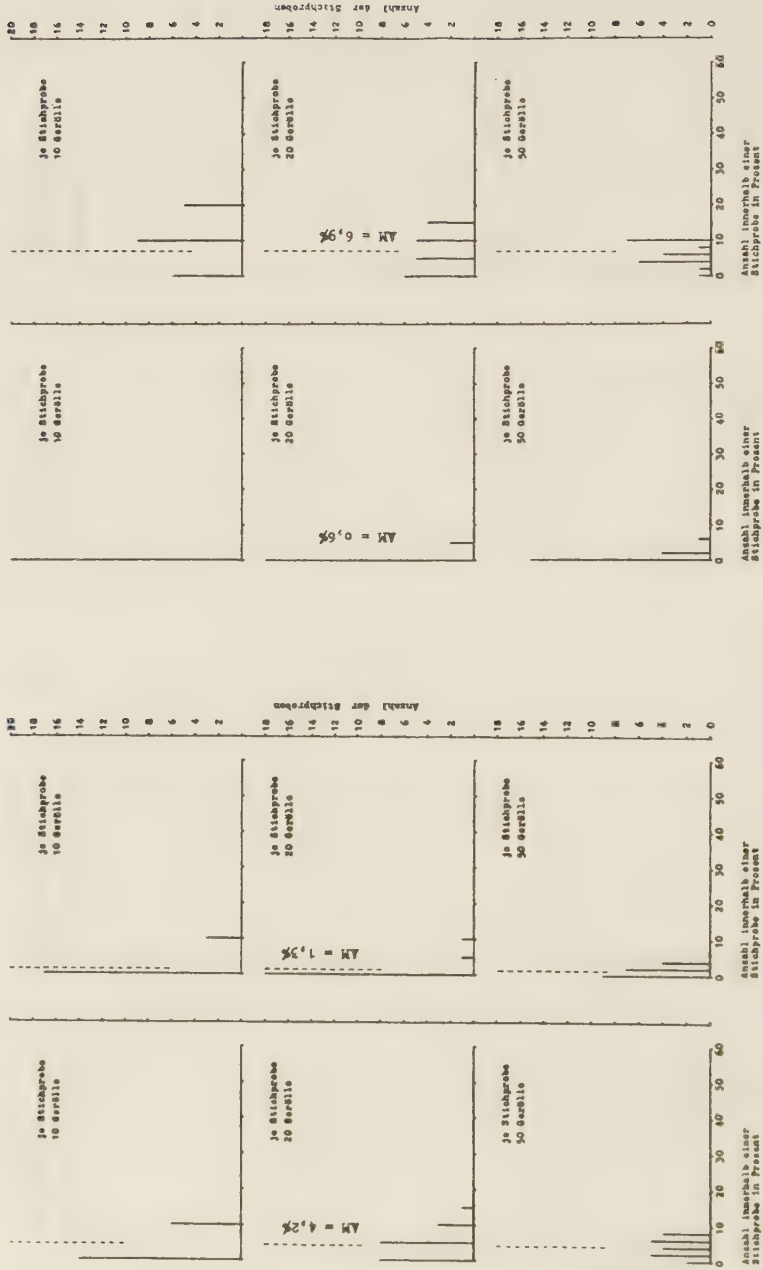


Abb. 7. (Forts.): Häufigkeitsverteilung der Gesteinsgruppen
in Stichproben. Siehe Erläuterung im Text.

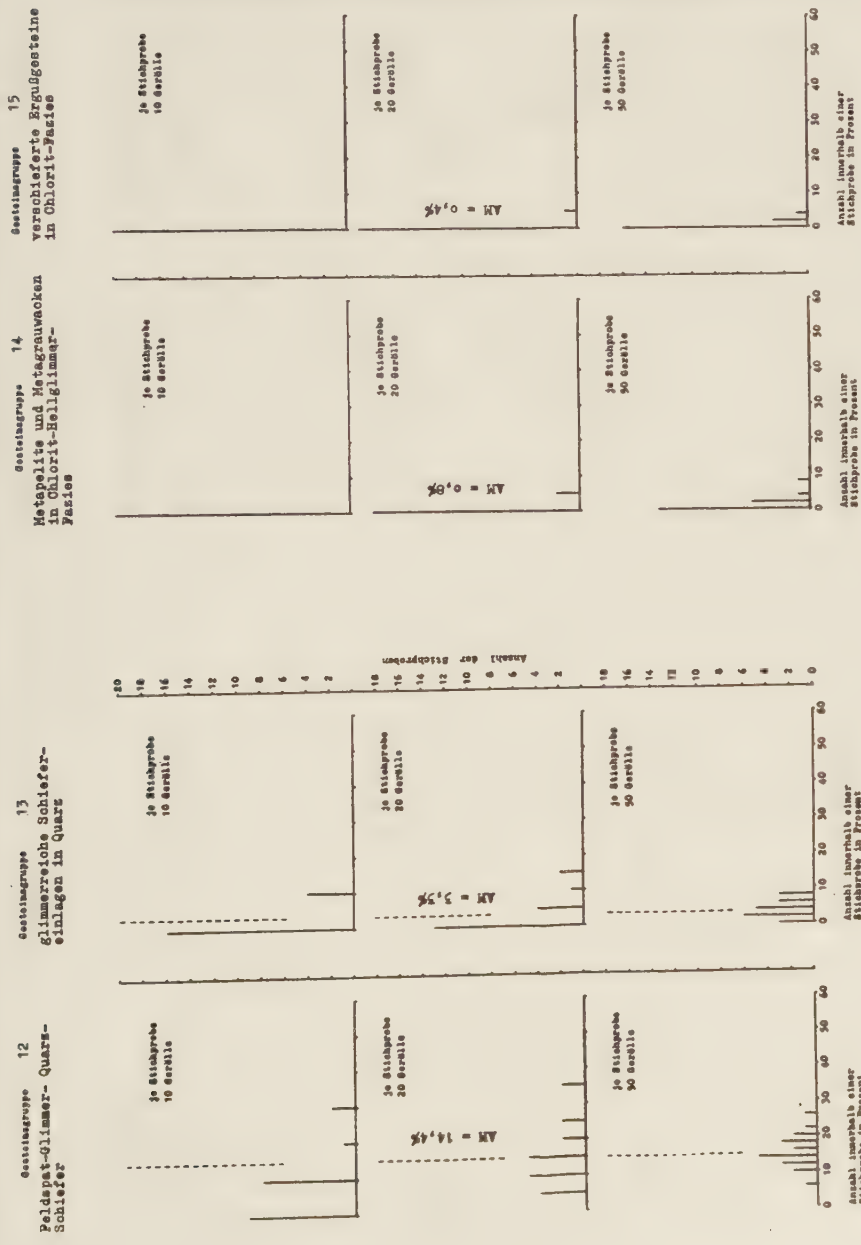


Abb. 7 (Forts.): Häufigkeitsverteilung der Gesteinsgruppen
in Stichproben. Siehe Erläuterung im Text.

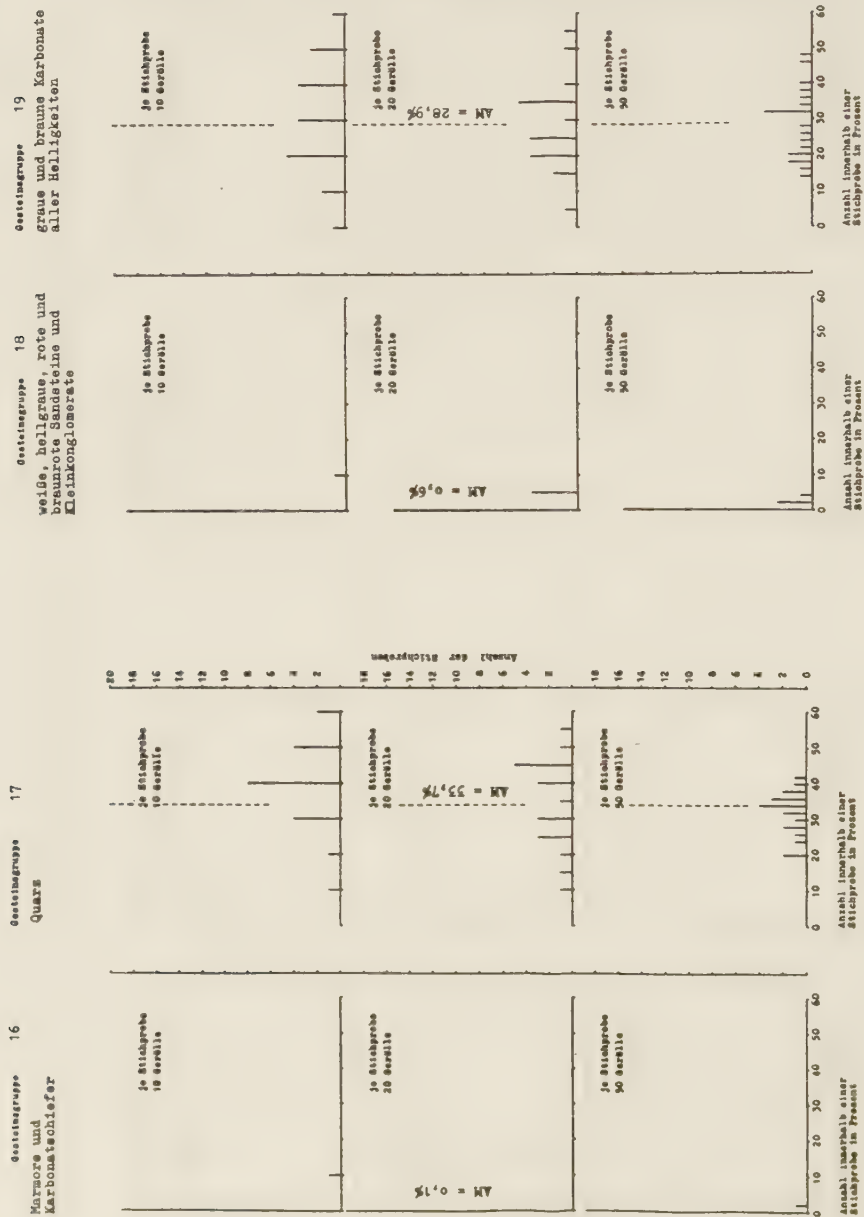


Abb. 7 (Forts.): Häufigkeitsverteilung der Gesteinsgruppen
in Stichproben. Siehe Erläuterung im Text.

Gesteinsgruppe 20
Graue sandige und mergelige
Karbonate

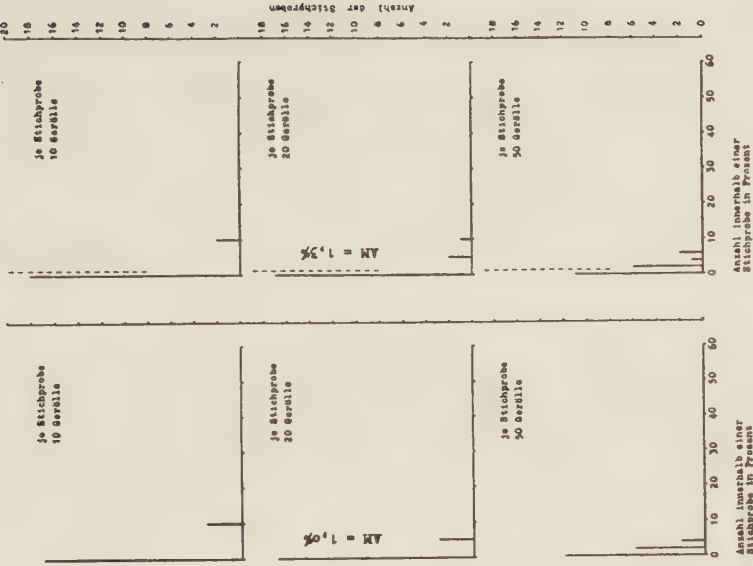


Abb. 7 (Forts.): Häufigkeitsverteilung der Gesteinsgruppen
in Stichproben. Siehe Erläuterung im Text.

steinsart und die Häufigkeit, mit der sich eine bestimmte Anzahl wiederholt. Je umfangreicher die Geröllanzahl in einer Stichprobe gewählt wird, desto kleiner wird die mögliche Abweichung der Anzahlprozent vom arithmetischen Mittelwert der Häufigkeit einer Gesteinsgruppe (AM = arithmetisches Mittel über die Häufigkeiten einer Gesteinsgruppe aus allen Stichproben).

Die Modalwerte liegen meistens dicht an den arithmetischen Mitteln.

In den quantitativ ausgewerteten Gesamtproben liegt die Anzahl der Gerölle, deren b-Achsen über 5 cm messen, meistens unter 10 Stück, in allen Fällen jedoch unter 50 Stück; die vorgenommene Auswertung dieser Größenklasse kann daher nicht als repräsentativ gelten. Die Linien in den Diagrammen der Kapitel 6.4. und 6.5. sind in diesem Größenbereich deshalb nur unterbrochen eingezeichnet.

Die theoretischen Abweichungen von gemessenen Prozentwerten werden in SCHIEMENZ (1960, S. 100 ff) für die Geröllstatistik erörtert.

4. Die Paläogeographie des geröllspendenden Hinterlandes

4.1. Möglichkeiten der Gliederung von Gesteinszonen des Liefergebietes

U n t e r - E g e r :

Mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit sind die Bausteinschichten in der Prien-Chiemseegegend nach FÜCHTBAUER (1964, S. 210) als eine gegenüber ihrer Umgebung eigenständige Schüttung entstanden. Sie fallen durch einen erhöhten Rutilgehalt auf. Dies ist ein Indiz, daß die Schotter des Wester- und Osterbuchbergs aus dem gleichen Zufluß geschüttet worden sind.

Die ausgeschiedenen Magmatitgeröllgruppen sind in allen Größenklassen mit jeweils weniger als 1 % vertreten. In den Diagrammen der Kapitel 6.4. und 6.5. ergeben sie keine Tendenzlinien. Ihre Herkunft wird aus dem austroalpinen Altkristallin vermutet, ihre Beheimatung im Südalpin ist nicht vollständig auszuschließen.

Gerölle metamorpher Gesteine, deren Heimat im austroalpinen Altkristallin vermutet wird, zeigen überwiegend einen Trend zur Nahschüttung (Tabellen in Kap. 3.2.2.). Dieser kann allerdings auch durch den rascheren Zerfall kleiner feldspat- und glimmerreicher Gerölle vorgetäuscht werden (mündlicher Hinweis von R. DREESBACH). Der hohe Anteil an großen Geröllen der Quarzgruppe zeigt eine relative Nähe von metamorphen Gesteinszonen an; der hohe Anteil wird allerdings auch durch die Härteauslese hervorgerufen, wie ein Vergleich mit einer rezenten Schotterbank der Tiroler Ache unterstreicht. Es ist vielleicht auch an einen Ursprung aus Quarzausscheidungen in der Flysch-Serie zu denken (mündlicher Hinweis von SCHIEMENZ). Im Vergleich wird der Anteil von Quarz in der Sandfraktion der

rezenten Schotter der Tiroler Ache mit über der Hälfte (XIDAS 1974, S. 69) auf die Metaklastika der Grauwackenzone zurückgeführt und entspricht einer relativen Fernschüttung.

Die Metamorphite aus der Grauwackenzone (die zum Teil auch mit Schieferen aus den Innsbrucker- und Landecker- Quarzphyllitdecken verwechselt werden können) sind in nur wenigen kleinen Geröllen vertreten.

Das Penninikum scheidet als Liefergebiet aus, weil es tektonisch von austroalpinen Decken verhüllt gewesen ist. Die in der Oberen Schieferhülle weitflächig verbreiteten Prasinite und Serpentinite erscheinen nicht im Gesteinsbestand der mitteltertiären Konglomerate (Kap. 3.4.5.). Das Erscheinen blaugrüner Hornblende in diesen Schichten ist nach FRASL & HERBST (1983) kein zwingendes Indiz für eine Schüttung aus dem Tauernfenster. Eine solche Hornblende ist auch im austroalpinen Altkristallin zu finden, z.B. im Unterostalpin der Tarntaler Berge (FISCHER & NOTHHAFT 1954).

Der Buntsandstein aus dem austroalpinen Permomesozoikum zeigt eine Tendenz zur relativen Nahschüttung. Der "Knick" in der Korngrößenverteilung (S. 34) könnte anzeigen, daß er zwischen der nördlichen Orogenfront und der Hauptverbreitung von exponiertem Permomesozoikum (auf dem "Zentralalpin" ?) angestanden hat.

Gesteine der nördlichen Orogenfront, wie aus den Flysch-, Ultrahelvetikum- und Helvetikumdecken, sind kaum vertreten. Nach HAGN & MOUSSAVIAN (1980) gibt es wenige Flyschgerölle. Nahezu der gesamte Geröllbestand ist südlich der Orogenfront herzuleiten und trägt nach HAGN & MOUSSAVIAN (1980, S. 155) fast ausschließlich die Merkmale einer Fernschüttung. Demnach muß man versuchen, in den vom Schüttungsdelta weiter entfernten Gesteinsserien der damaligen Alpen eine räumliche Gliederung der lithofaziellen und tektonischen Zonen aufzustellen.

Die Tabellen des Kapitels 3.2.2. legen für die "Karbonate aller Helligkeiten" (Gesteinsgruppe 19) überwiegend eine Fernschüttung nahe (was sich im Vergleich zur heutigen

Verteilung der lithofaziellen Zonen in den Ostalpen zunächst als widersprüchlich darstellt). Das zum Teil in regelmäßigem Muster ausgebildete Kluftnetz dieser Gesteinsgruppe (wie im heutigen Anstehenden der nördlichen Kalkalpen zu sehen ist) kann darüberhinaus einige Vorzugsgrößen der Gerölle fördern (Kap. 3.3.2.), jedoch zeigt ein Vergleich mit den rezenten Schottern der Tiroler Ache, daß der "Parameter Entfernung" wohl die Hauptrolle in der Größenverteilung spielt. Zur Zeit des Unter-Eger sind diese Karbonate vielleicht im äußersten Oberlauf angestanden, wo sie die permomesozoische Bedeckung des austroalpinen Altkristallins gewesen sein könnten. Dieses Altkristallin müßte dann zwischen diesen karbonatischen Sedimenten und dem Südrand der nördlichen Kalkalpen dank einer vorangegangenen Erosion freigelegen haben.

Die Schiefer der Grauwackenzone haben zwischen dem Altkristallin und dem Nördlichen Kalkalpin keine ausgedehnte Fläche eingenommen. Sie sind wahrscheinlich

- a) tektonisch und
- b) mit einer permomesozoischen Bedeckung größtenteils verhüllt gewesen.

Die Morphologie des nördlichen Kalkalpins soll nach HAGN & MOUSSAVIAN (1980, S. 154) von einer Einsenkung südlich der Flyschzone und einer Hebung im Süden geprägt gewesen sein. Somit sind eventuell die Deckschichten des Kaisergebirges eines der Liefergebiete der Karbonatgerölle gewesen (S. 155). Der Nordteil ist zumindest teilweise aufgeschottert worden (als Reste sind heute noch die Angerbergsschichten vorhanden); über diese Region hat nach LEMCKE (1973) stellenweise das Molassemeer hinweg gegriffen. Der gerölltransportierende Fluß hat andererseits wohl zeitweise die Flyschzone überquert (HAGN & HIEMER & MOUSSAVIAN 1979).

Die relative Nähe einer kristallinen Zone zum Ablagerungsgebiet der Gerölle läßt die Hypothese von einer kristallinen Schwelle zwischen Molasse und Alpen, wie sie von BODEN (1931, S. 27) geäußert worden ist, verständlich werden. Im inner-

alpinen Tertiär ist nach HAGN (1976) jedoch keine Schüttung aus dem Norden nachzuweisen; die Gerölle stammen ausschließlich aus dem Süden (S. 120).

O b e r - E g e r :

Magmatitgerölle sind in ihren jeweiligen Gruppen bis zu einigen Prozenten vertreten; wenige Exemplare in einer Gesteinsgruppe sind die Regel. Die Plutonite zeigen überwiegend eine relative Nahschüttungstendenz. Diese steht allerdings in offensichtlichem Widerspruch zu den Indizien, nach denen die Magmatite in den weiter entfernt liegenden Bernina-, Julier- und Errdecken beheimatet sein können (Kap. 3.4.2.). Als eine Erklärung dafür, daß viele große und wenige kleine Gerölle dieser Plutonite angekommen sind, kann man den raschen Zerfall von Feldspäten und Glimmern anführen (Kap. 3.3.2.).

Über die fünf beprobten Aufschlüsse im Ober-Eger (vielleicht liegt der Aufschluß "Thalberggraben" noch im obersten Unter-Eger : siehe HAGN 1981, S. 164, WENGER 1985, S. 60 ff und REISER 1986, S. 39; der Aufschluß "Pechschnaittgraben" könnte nach WENGER 1985 bereits im untersten Eggenburg liegen) ergibt sich für die metamorphen Gesteine, deren Herkunft im austroalpinen Altkristallin vermutet wird, überwiegend eine Nahschüttung. Lediglich in der Gesteinsgruppe 12, welche Schiefer vieler Mineral- und Texturvarianten in großer Stückzahl beinhaltet, ist eine Fernschüttungstendenz ersichtlich. Ob sie über eine Härteauslese weicherer Schiefer vorgetäuscht wird, bleibt fraglich.

Für alle anderen Gesteinsarten ergeben sich die gleichen Folgerungen wie für das "Unter-Eger".

Der Gesamtanteil des Gangquarzes, über alle Korngrößen hinweg vom Liegenden (Thalberggraben) zum Hangenden (Pechschnaittgraben) betrachtet, wächst von ca. 10% bis ca. 40% kontinuierlich an, wobei in der Probe "Thalberggraben" die Glimmerschiefer im Quarz zur Gruppe des Gangquarz gezählt werden. Hiermit

deutet sich eine zunehmende Restschotterauslese an. Sie läßt sich vermutungsweise auf

a) eine intensivere Aufarbeitung der Gerölle im Fluß und am Strand

b) Umlagerungen älterer Molasseschichten

c) die nördlichere Position des hangendsten Aufschlusses zum liegendsten (im NS-Abstand ca. 1200 m, ohne Schichtverteilung und EW-Abstand gesehen)

zurückführen.

Für eine Aufbereitung der Gerölle am Strand spricht, daß die dunklen Tone und Mergel im Pechschnaittgraben in größeren Wassertiefen abgelagert worden sind als die sandigen Mergel der anderen Hochbergaufschlüsse. Um in diese Tiefe zu gelangen, mußten alle Gerölle die Brandungszone queren.

Der kleine Transportweg hinsichtlich Punkt c) dürfte kaum zu dieser Restschotterauslese führen.

O t t n a n g :

Im Ottnang gibt es nur wenige kristalline Gerölle, in erster Linie Gangquarz und Quarzite. Durch die Bearbeitung sind etliche feldspat- und glimmerreiche Gesteine verloren gegangen, jedoch steht auch im Aufschluß am NW-Hang der Ratzinger Höhe ihre Menge weit hinter der der Sedimentite zurück. Es sind noch ein Plutonit-, ein Pegmatit- sowie einige quarzreiche Gneisgerölle geborgen worden.

Aus dem Kalkalpin macht sich der Buntsandstein in wenigen Exemplaren bemerkbar. Seine Nahschüttungstendenz ist fraglich.

Die Karbonate aller Helligkeiten nehmen über die Hälfte des untersuchten Geröllbestandes ein. Ihr genereller Trend zeigt eine Fernschüttung an. Nach dem "Knick" in ihrer Tendenzlinie könnte ihre Hauptmasse aus dem Mittellauf des Flusses stammen. Im Vergleich dazu gesehen verläuft die Tendenzlinie der Karbonate in der rezenten Schotterbank der Tiroler Ache nahezu horizontal.

Die kieseligen Karbonate sind ihrer Härte gemäß angereichert worden.

Ein Trend zur Nahschüttung ist in den sandigen Karbonaten erkennbar. Es liegt nahe, bei ihnen an Flysch zu denken. Nicht ausgeschlossen sind auch sandige Schichten des Kalkalpins (Cenoman, Gosau).

Die angeführten Sedimentitserien enthalten Konglomeratschichten mit kristallinen Geröllen : sehr wahrscheinlich sind einige der Magmatit- und Metamorphitgerölle umgelagert (Kap. 3.4.2.). Ursprünglich stammen sie aus dem austroalpinen Altkristallin und/oder den kristallinen Schwellen (S. 74) zwischen den alpinen Sedimentationströgen.

Dieser jüngste Aufschluß "Ratzinger Höhe" ist mit Sicherheit durch ein gegenüber den Eger- Schuttfächern verkürztes Einzugsgebiet versorgt worden. Die Mittelläufe der Flüsse haben in der betrachteten Zeitspanne von acht bis neun Millionen Jahren mindestens eine große Verlaufsänderung, nämlich zwischen Ober-Eger und Ottnang, erfahren.

4.2. Hat es einen "Ur-Inn" gegeben ?

Ein tertiärer Vorläufer des heutigen Inn muß sich aus einem meridional verlaufenden Fluß nördlich des Bergeller Stocks durch eine Ablenkung nach NE entwickelt haben. Die Bezeichnung "Ur-Inn" verdient ein Fluß, dessen Ober-, Mittel- und Unterlauf dem Verlauf des rezenten Inn ähnelt.

U n t e r - E g e r :

Außer einem hypabyssischen Ganggesteinstypen (Albitbalken in Intersertalstellung, siehe Tabelle 3) gibt es keine weiteren Hinweise auf eine Geröllschüttung aus der Region des heutigen Ober-Engadin.

O b e r - E g e r :

In den Ostalpen kommen Plutonite,

1) deren Anteil an Kalifeldspat größer als der von Plagioklas ist und

2) deren Plagioklas häufig grün und deren Kalifeldspat gelegentlich rötlich gefärbt ist

nur in den Bernina-, Julier- und Errdecken vor (ad 1 : eine positive Zuordnung ist sehr wahrscheinlich schon für Kalifeldspat > 20 % möglich). In diesen Decken treten auch

3) Ganggesteine auf, deren Albitbalken zeltartige Aufbauten zeigen (siehe Tabelle 3). Ähnliche Ganggesteine gibt es auch im Altkristallin der Ötztaldecke, in der Region des Reschenpaß (mündlicher Hinweis von A. NEUMAIR). Diese Region liegt ebenfalls im SW des Mündungsgebietes.

Sie sind als Gerölle gefunden worden. Weitere Hinweise, daß diese Decken bereits freigelegen haben, sind nach SPECK (1953, S. 62 und 63) in den bunten Plutoniten der ostschweizerischen Hohronen-Nagelfluh überliefert. Dieser "Ur-Inn" (LEMCKE 1984, S. 388) ist wahrscheinlich nicht viel weiter westlich entsprungen als heute, denn gleichzeitig hat ein Ur-Rhein wohl dieselbe Region des Unterostalpins angeschnitten. Ob der Bergeller Stock noch mit zum Einzugsgebiet gehört, ist schwer zu entscheiden. Seine Gesteine sind mit denen des Rieserferner- und Rensenplutons leicht zu verwechseln.

An welcher Stelle dieser in der Tendenz von SW nach NE laufende Transport die nördliche Orogenstirn genau überschritten hat, ist noch unbekannt. Diese Stelle wird vielleicht mit einem der heutigen Flußtäler von Traun, Tiroler Ache oder Prien überliefert. Der Mittellauf muß südlich der Quellgebiete derjenigen Flüsse vorbei geflossen sein, welche ihren Schutt in die Allgäuer Molasse gespendet haben (SCHIEMENZ 1960, S. 87 und 89).

Für den Raum der Schweizer Alpen äußern BÜCHI & SCHLANKE 1977 die Vorstellung, daß sich ab dieser stratigraphischen Stufe die alt angelegten Quertäler in den Alpen mit neu entste-

henden kettenparallelen Tälern verbinden.

O t t n a n g :

Die Gerölle der Ratzinger Höhe geben keinen Hinweis auf einen "Ur-Inn".

Bunte Plutonite (z. T. mit Kalifeldspat > 20 %) im Geröllbestand des Wachtbergs nördlich von Salzburg sind ein Indiz dafür, daß der "Ur-Inn" hier sein Mündungsdelta aufgeschüttet hat.

Eine "Ur-Salzach" (HAGN 1983) ist vielleicht mit dem Unterlauf des "Ur-Inn" identisch.

4.3. Das Ausmaß der tertiären und quartären Abtragung

Die Kenntnis über die Menge an abgetragenen Gesteinsmaterial aus dem Alpenraum während des Tertiärs und Quartärs läßt Schlüsse auf die Mächtigkeiten der ehemaligen Gesteinsbedeckungen über dem heutigen Relief der einzelnen Alpenregionen zu (BAUER in BURZ 1956, JÄCKLI 1957, DIETRICH 1969, FUCHS 1980 mit Ergebnissen von WINKLER-HERMADEN 1943 und 1957). Auch über die hypothetischen Druckbedingungen metamorpher Mineralgesellschaften in penninischen Schieferen läßt sich die gefragte Auflast ermitteln (FRANK 1979); diese Druckbedingungen sind von einigen Autoren im Zusammenhang mit radiometrischen Altersbestimmungen betrachtet worden (JÄGER et al. 1967) und zusätzlich mit Wärmeflußdichten (CLARK & JÄGER 1969, OXBURGH & ENGLAND 1980). Spaltspurendatierungen in Apatiten zeigen das Emporsteigen des Tauernfensters (GRUNDMANN & MORTEANI 1983) und des Bergeller Massivs (JÄGER & HANTKE 1984) an. Schließlich erbringen auch geodätische Feinnivellements den Beleg für ein Aufsteigen der Hohen Tauern (SENFTEL & EXNER 1973).

Tabelle 7 auf Seite 110 gibt eine Übersicht der Mächtig-

keiten nach Daten der zitierten Autoren.

Von allen Autoren wird eingeräumt, daß beträchtliche Abweichungen von ihren Zahlenwerten möglich sind. Nimmt man darüber hinaus die Durchschnittswerte ihrer Angaben innerhalb der erwähnten Toleranzbereiche und die daraus ermittelten Abtragungsgeschwindigkeiten (z.B. in $\text{m}/1000 \text{ a}$) und vergleicht sie untereinander, so unterscheiden sie sich bis zu einem Faktor > 50 .

Um aus diesen Erosionsraten die richtige herauszufinden, ist es sicher nicht ausreichend, aus allen einen Durchschnitt zu errechnen, der für den Ostalpenraum im Mittel als verbindlich gelten soll. Die Gültigkeit der einzelnen Erosionsraten ist außerhalb der jeweils untersuchten Gebiete nicht gewährleistet, und die Fehlergrenzen sind unterschiedlich groß. Zudem können sie über Zeitspannen, die länger als die in der Literatur angeführten sind, trotz einer wahrscheinlich gleichmäßigen Bewegung des Untergrundes regional schwanken. Die hier vorgenommene Extrapolation berücksichtigt diese möglichen Schwankungen nicht.

Die voneinander sehr abweichenden Ausmaße der Abtragung sind durch

- a) zeitliche Änderungen der Niederschlagsmenge
- b) regionale Unterschiede der Niederschlagsmenge
- c) verschiedener Verwitterungsmechanismen
- d) unterschiedlicher Oberflächenformen des Geländes
- e) verschiedener Verwitterungsresistenz der Gesteine

bedingt, sofern man von eventuellen Mängeln in den angewandten Untersuchungsmethoden absieht.

Es soll nun diskutiert werden, welche der Werte als zu niedrig oder zu hoch angesetzt gelten können. Eine relativ geringmächtige Bedeckung über der heutigen Oberfläche ergibt sich nach den Angaben von DIETRICH für das Miozän. Aus folgenden Gründen können 300 m bis 400 m in 14 ma als zu wenig angesehen werden :

- a) Im Verlauf des Miozän ist sicher die heute bereits abgetragene nordwestliche Fortsetzung der von DIETRICH untersuchten

Autoren	DIETRICH (1969)	FUCHS (1980)	JÄCKLI (1957)	BAUER in BURZ (1956)	FRANK (1979)	:
Region	Alpenrhein in Graubünden	Augensteinfelder nördliche Kalkalpen	Alpenrhein in Graubünden	Einzugsgebiet der Tiroler Ache	Tauern- fenster	:
Abtragungs- geschwindigkeit	300 bis 400 m in 14 ma	1500 m in (?) 20 ma	0,58 mm/a	1 m / 2500 a	13 bis 15 km in (?) 10 ma	:
gültig für den Zeitabschnitt	Eggenburg bis Ende Sarmat	Miozän bis Gegenwart	Pleistozän	Postglazial	Pliozän bis Gegenwart	:
durchschnittlich in m/1000a	0,025	0,075	0,58	0,4	1,4	:
Mächtigkeit vor 27 ma	775 m	2325 m	17980 m	12400 m	43400 m	:
Mächtigkeit vor 18 ma	550 m	1650 m	12760 m	8800 m	30800 m	:

Tabelle 7 : Durchschnittliche Mächtigkeiten der bereits abgetragenen Gesteine über dem heutigen Alpenrelief vor 27 ma (Probe Westerbuchberg) und 18 ma (Probe Ratzinger Höhe). Die Abtragungsgeschwindigkeiten sind über verschiedene Wege ermittelt worden.

Autor	: OXBURGH &	: GRUNDMANN &	: JÄGER &	: SENFTL &	: JÄGER et al. (1967)
	: ENGLAND	: MORTEANI	: HANTKE	: EXNER	: CLARK & JÄGER
	: (1980)	: (1983)	: (1984)	: (1973)	: (1969)
Region	: Tauernfenster	: Granatspitz	: Bergeller	: Tauern-	: "Zentralalpen"
	: :	: Hohe Tauern	: Pluton	: fenster	: Schweiz
	: :	: :	: :	: :	: :
Abtragungs- geschwindigkeit	: 15 km bis	: 0,4 mm/a	: 10 km/30 ma	: 1 mm/a	: 0,5 mm bis
	: 30 km in 30 ma	: :	: :	: :	: 1 mm pro a
Mächtig für den Zeitausschnitt	: Oligozän bis	: 10 ma bis	: Ende Oligozän	: 50 a bis	: Miozän bis
	: Gegenwart	: 5 ma v.h.	: bis Gegenwart	: Gegenwart	: Gegenwart
durchschnittlich	: 0,75	: 0,4	: 0,33	: 1,0	: 0,75
in m/1000 a	: :	: :	: :	: :	: :
Mächtigkeit vor 27 ma	: 23250 m	: 12400 m	: 10333 m	: 31000 m	: 23250 m
	: :	: :	: :	: :	: :
Mächtigkeit vor 18 ma	: 16500 m	: 8800 m	: 7333 m	: 22000 m	: 16500 m
	: :	: :	: :	: :	: :

Tabelle 7 : - Fortsetzung -

Platta-Decke dem Angriff des nach N abfließenden Gewässernetzes ausgesetzt gewesen. In der Molasse der Ostschweiz lassen sich nach Beobachtungen dieses Autors Gerölle der oberen Teile der Platta-Decke von denen aus den unteren Teilen dieser Decke unterscheiden. Zuerst erscheinen in den Molassesedimenten die Gerölle aus den oberen Teilen, später in zunehmender Anzahl die aus den unteren Partien. Ein Vergleich der Zeitunterschiede zwischen den geröllführenden Sedimenthorizonten mit der Mächtigkeit der Platta-Decke ergibt die Abtragungsgeschwindigkeit. Die Platta-Decke kann im NW ihrer heutigen Verbreitung mächtiger gewesen sein als ihr rezenter Rest (siehe TRÜMPY 1973, S. 241).

b) Ihre Fortsetzung im NW kann aus anderen Gesteinen bestanden haben als ihr heutiges Vorkommen; der miozäne Geröllbestandsunterschied gibt eventuell nur einen N-S-Unterschied wieder und weniger den zwischen Hangend- und Liegendteilen.

c) Zur Zeit der Geröllschüttung aus den Liegendteilen der Platta-Decke kann der erodierende Fluß sich schon beträchtlich unterhalb ihrer Deckengrenze eingeschnitten haben.

Diese Einwände legen eine schnellere Erosion allerdings nicht zwingend nahe.

Gleichfalls eine niedrige Erosionsrate ergibt sich aus dem Höhenunterschied zwischen dem Niveau der Augensteinfelder und benachbarten Talsohlen in den nördlichen Kalkalpen seit Beginn ihres Emporsteigens vor ca. 20 ma. Die Augensteinfelder sind wahrscheinlich miozäne Konglomerate und sind heute bis in 2000 m Seehöhe auf kalkalpinen Hochplateaus vorzufinden (z.B. am Großen Buchstein in der Steiermark, WINKLER-HERMADEN in SCHAFFER 1943; FUCHS 1980; mitteloligozänes bis egerisches Alter nach TOLLMANN 1968); die Talsohlen der weiteren Umgebung reichen auf ca. 500 m Seehöhe herab. Die so abgeschätzte Erosionsrate ist noch zu hoch gegriffen, wenn berücksichtigt wird, daß :

a) die Abschürfung durch die quartären Gletscher relativ rasch vor sich gegangen ist (nach JÄCKLI 1957 sind in Graubünden in

den letzten 600000 Jahren 350 m Gesteinsbedeckung verloren gegangen)

b) die Geschwindigkeit des Einschneidens der Täler ermittelt worden ist, obgleich die Hochplateaus der nördlichen Kalkalpen wahrscheinlich langsamer abgetragen worden sind.

Umgekehrt ist diese Rate vielleicht zu niedrig, weil diese Augenstein-Konglomerate mindestens einmal umgelagert worden sind. Sie sind ein Beispiel dafür, daß die Erosion auch innerhalb kleinräumiger Areale je nach Oberflächenform des Geländes verschieden stark angreift.

Um ein mehrfaches größer ist die Abtragungsgeschwindigkeit im Einzugsbereich der Tiroler Ache, welche von BAUER (in BURZ 1956) errechnet worden ist. Sie gründet auf Sedimentationsgeschwindigkeiten in der Nach-Eiszeit. Klimabedingt spielt auch die Frostsprengung eine Rolle, weshalb der Wert in der Tabelle 7 in dieser Region wahrscheinlich höher liegt als während der im Jahresmittel wärmeren Miozän- und Pliozänperioden.

In den Arealen emporgestiegener penninischer Schiefer läßt sich die tertiäre Auflast auch über die ehemaligen Druckbedingungen ihrer metamorphen Mineralgesellschaft herleiten. Wenige Gebiete im Tauernfenster zeigen im heutigen Anschnitt Gesteine in der Eklogit- und Blauschieferfazies. Nach FRANK (1979) haben sie ihre Stabilität zwischen 13 km und 15 km unterhalb der Deckengrenze Penninikum-Austroalpin erreicht. In der Annahme, daß diese Deckengrenze vor 10 ma zum ersten Mal an der Oberfläche freigelegt worden ist, muß anschließend eine erstaunlich schnelle Hebung die Hochdruckgesteine freigelegt haben.

Durch den Vergleich des rezenten Wärmeflusses mit den Mineralparagenesen in der oberen Schieferhülle des Tauernfensters kommen OXBURGH & ENGLAND zu dem Schluß, daß während des Oligozän das Austroalpin über dem Penninikum eine Mächtigkeit zwischen 15 km und 30 km erreicht haben muß. Berücksichtigt man noch einen vielleicht nicht unerheblichen seitlichen Einengungsdruck, verringert sich die errechnete Auflast.

Die Mächtigkeit über dem Granatspitzgebiet in den Hohen

Tauern ist aus der Hebungsgeschwindigkeit nach GRUNDMANN & MORTEANI auf Grund von Spaltspurendatierungen in Apatiten bestimmt worden. Da sie wahrscheinlich größer ist als die Erosionsgeschwindigkeit, ist die mit 8800 m angegebene Mächtigkeit vor 18 ma ein Maximalwert. Verglichen mit den Angaben anderer Autoren erscheint sie jedoch als gering.

Im Bergeller Pluton ist die Erosionsrate von 10 km in 30 ma auch als Hebungsrate zu verstehen, welche über Spaltspurendatierungen in Apatiten errechnet worden ist. Das oberste Erosionsniveau des Plutons findet sich heute als Gerölle in der lombardischen oberoligozänen und untermiozänen Molasse mit Abkühlungsaltern zwischen 23 ma und 26 ma (JÄGER & HANTKE 1984). Die Autoren führen Indizien aus der Klimaanalyse des Tertiärs und aus den Formen und Größen der Gerölle an, nach denen die Hebung kurz nach der Intrusion außerordentlich rasch vonstatten ging und in der Folgezeit immer mehr erlahmte.

Fein-Nivellements in den Hohen Tauern zeigen eine maximale Hebung von 1 mm pro Jahr (SENFELT & EXNER 1973, fd. FREY et al. 1974). Die jährliche Abtragung bleibt wahrscheinlich hinter diesem Wert zurück.

Als Vergleich zu der Sammlung von Daten aus den Ostalpen möge noch die Bestimmung der Gesteinsmächtigkeit über dem heutigen Westalpin der Schweizer "Zentralalpen" nach JÄGER et al. (1967) und CLARK & JÄGER (1969) dienen (fd. FREY et al. 1974). Mineralparagenesen sind im Zusammenhang mit radiometrischen Altersbestimmungen und Wärmeflußdichten interpretiert worden, mit dem Ergebnis, daß die Hebungsrate seit Ende Oligozän/Anfang Miozän 0,5 mm bis 1 mm pro Jahr betragen muß. Das stimmt in der Größenordnung mit dem Tauernfenster gut überein. Als Liefergebiet der Gerölle in der Chiemgauer Molasse scheidet diese Region aus, da dieses Gesteinsmaterial, welches zum Teil auch dem Austroalpin zugehörig ist, seinen Weg in die Molasse der Ostschweiz gefunden hat (SPECK 1953, DIETRICH 1969).

Für einige fragliche Liefergebiete der Gerölle soll der Versuch unternommen werden, mit den vorhandenen Zahlenwerten die Mindestmächtigkeiten ihrer tertiären Gesteinsbedeckung zu errechnen. Die Ergebnisse werden auf- oder abgerundet, damit sie in ihrer Größenordnung auf die Frage eine Antwort geben können, ob komplette Deckeneinheiten oder lediglich Teile solcher Platz finden können.

Region des heutigen Tauernfensters :

Quartär - Übertrag der Abschürfung nach JÄCKLI 350 m
 oberes Miozän und Pliozän - GRUNDMANN & MORTEANI mit einer vergleichsweisen niedrigen Rate
 $400 \text{ m} / 1 \text{ ma} \times 10 \text{ ma} = 4\,000 \text{ m}$
 unteres und mittleres Miozän - Anhebung ähnlich der heutigen nördlichen Kalkalpen, an dem Niveau der Augensteinfelder gesehen (?)
 $50 \text{ m} / 1 \text{ ma} \times 14 \text{ ma} = 700 \text{ m}$
 Ende Oligozän - $50 \text{ m} / 1 \text{ ma} \times 3 \text{ ma} = 150 \text{ m}$
 Summe - 5 200 m
 abgerundet - 5 km
 Mächtigkeit vor 18 ma (Probe Ratzinger Höhe) - < 5 km
 Mächtigkeit vor 27 ma (Probe Westerbuchberg) - > 5 km

Region der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone

südlich des Chiemsees :

Quartär - Übertrag der Abschürfung nach JÄCKLI 350 m
 oberes Miozän und Pliozän - Erosion ab dem Niveau der Augensteinfelder
 $50 \text{ m} / 1 \text{ ma} \times 10 \text{ ma} = 500 \text{ m}$
 unteres und mittleres Miozän - $50 \text{ m} / 1 \text{ ma} \times 14 \text{ ma} = 700 \text{ m}$
 Ende Oligozän - flache Schotterebene
 Summe - 1 550 m
 abgerundet - 1,5 km
 Mächtigkeit vor 18 ma (Probe Ratzinger Höhe) - < 1,5 km
 Mächtigkeit vor 27 ma (Probe Westerbuchberg) - > 1,5 km

Region zwischen Bernina- und Silvrettadecke :

Quartär - Übertrag der Abschürfung nach JÄCKLI 350 m

oberes Miozän und Pliozän - nach DIETRICH

25 m / 1 ma x 10 ma = 250 m

unteres und mittleres Miozän - 25 m / 1 ma x 14 ma = 350 m

Ende Oligozän - 25 m / 1 ma x 3 ma = 75 m

Nach Meinung von SACCO (1936) und
HANTKE (1983) hat eine Abkühlung
in Mitteleuropa am Ende des
Oligozän eine weitflächige
Vereisung in den Zentralalpen nach
sich gezogen. Das Ausmaß der
glaziogenen Abschürfung kann in
der Größenordnung dem von JÄCKLI
ermittelten Wert nahekommen.

Summe - 1 025 m

abgerundet - 1 km

Mächtigkeit vor 18 ma (Probe Ratzinger Höhe) < 1 km

Mächtigkeit vor 27 ma (Probe Westerbuchberg) > 1 km

4.4. Das tertiäre Alpenrelief als Abbild orogener Tätigkeit

Folgerungen aus der Geröllgesteinsverteilung (vgl. Kap.4.1.)
können mit den tektonischen Bewegungsbildern verbunden werden,
welche im Verlauf der Alpenforschung entwickelt worden sind.
Werden die tektonischen Abläufe im Ostalpenraum zeitlich
zurückgespult, so ändert sich strukturell mit zunehmendem
Alter

1. die Position der Decken auf ihrem jeweiligen Untergrund;
2. die Anzahl übereinander gestapelter allochthoner
Schubmassen, welche abnimmt;
3. das Ausmaß der Verfaltung; regional und zeitlich begrenzte
Faltenscharen verflachen zunehmend nacheinander;

4. die Versetzungsbeträge der Brüche und schließlich die Anzahl der Brüche; sie nehmen ab.

Im Gefolge wandelt sich die räumliche Verteilung der orogen aktivierten Krustenteile in

5. dem N-S-Abstand der abgelagerten Gerölle von der nördlichen Orogenfront;
6. dem N-S-Abstand der nördlichen Orogenfront zur Periadriatischen Naht;
7. der Position der maximalen Krustenverdickung (es ist fraglich, ob sie stationär geblieben ist);
8. den vertikalen Mächtigkeiten der meist streifenartig angestauten Krustenteile;
9. der Platznahme von Magmen;
10. der Gesteinsauflast über dem heutigen Alpenrelief (Kap. 4.3.);
11. der Höhe der Gebirgsketten über dem Meeresspiegel.

Es ist naheliegend, daß in dieser Region gesteigerter orogener Unruhe ein

12. etappenweiser Wandel in Verlauf und Größe des Einzugsnetz der geröllliefernden Gewässer die Regel ist.

Eine Synthese aus diesen Punkten kann eindeutige Momentaufnahmen der Gebirgsoberfläche und der Geologie der aktivierten Kruste im gewünschten Zeitpunkt liefern. Leider sind in diesen Raum-Zeit-Verteilungen meistens nur unzulängliche Parameter aus der Literatur verfügbar, deren Ausmaße nicht hinreichend genau quantifizierbar sind.

a d 1) Im oberen Oligozän sind die austroalpinen altkristallinen Decken über dem Penninikum südlich des heutigen Tauernfensters bereits in ihrer heutigen Position gelegen. Penninikum und Austroalpin werden dort diskordant von oligozänen periadriatischen Plutonen und Gängen durchschlagen (SASSI et al. 1978). Für die westlichen Ostalpen wird diese Platznahme von STAUB (1952, S. 16) bis spätestens im mittleren Oligozän angenommen.

Die jeweiligen Positionen der von S nach N wandernden Schubmassen zu gefragten Zeitpunkten lassen sich nach bekannter "Startstellung" über die von TOLLMANN errechnete Wandergeschwindigkeit (1972) herleiten. Die langen Wanderwege nach TOLLMANN werden von FÖRSTER & SCHMITZ-WIECHOWSKI (1970) angezweifelt.

a d 2) Eine Übersicht der Deckenabfolge in den Ostalpen liefern BÖGEL & SCHMIDT (1976). Räumlich und zeitlich nacheinander angeordnete Sedimentationsbecken, die als Vorlandsenken direkt an aktiven Orogengürteln entstanden sind, sind im Verlauf zunehmender Einengung von Schubmassen überfahren worden und während dieser Überschiebung selbst als allochthone Gleitmassen abgeschert (CADISCH 1928, KRAUS 1951, BROCKAMP 1955). Von den basalen Decken, welche heute am Alpennordrand und in den zentralalpinen Fenstern aufgeschlossen sind, sind während des Unter-Eger im Bereich des heutigen Chiemgau geringfügig schon die Flyschdecke, jedoch wahrscheinlich noch nicht das Helvetikum tektonisch exponiert gewesen (HAGN & MOUSSAVIAN 1980). Im Allgäu ist in dieser Zeit die Flyschzone vergleichsweise deutlich an der Oberfläche erschienen (SCHIEMENZ 1960). Da die Einzugsgebiete im Allgäu kürzer gewesen sind als das Einzugsgebiet für den Wester- und Osterbuchberg, kann aus dem verstärkten Auftreten von Flyschgeröllen im Allgäu jedoch nicht notwendigerweise auf eine stärkere Heraushebung der Flyschzone geschlossen werden. Das Penninikum ist nach FRASL & HERBST (1983) noch verdeckt gewesen.

Die heute sichtbare Deckensequenz dürfte während des Unter-Eger in groben Zügen bereits fertiggestellt gewesen sein. Ob gemäß einer Hypothese von TERMIER (fide BÖGEL 1976) ein Teil des Südalpins die Deckenfolge nach oben abgeschlossen hat, bleibt noch offen. Quarzporphyr- und Porphyritgerölle in der Molasse stammen nach CADISCH (1928) aus einem Grenzbereich zwischen Ost- und Südalpen, der heute durch Erosion verschwunden ist; diese Annahme ist aber nach der heutigen Kenntnis über

die Vorkommen dieser Gesteine nicht notwendig.

a d 3) Eine seitliche Einengung während der Orogenese verfaltet zudem die Gesteine. Verantwortlich für die Deformationsstrukturen sind nach ROEDER (1980) die Kompressionen nach der Kollision, jedoch nicht die Subduktion als solche. Durch Ausglätten würde demnach die ursprüngliche Ausdehnung der präorogenen Gesteine nicht mehr erreicht.

a d 4) Häufig wird die Grenze der plastischen Verformbarkeit der Gesteine überschritten und sie zerbrechen. Die größten Verwerfungen im mutmaßlichen Einzugsgebiet (Kap. 3.4.1.) sind die Periadriatische Naht, die Enns-Salzach-Inntalstörung und die Engadiner Linie. Seit wann diese Lineamente aktiv sind, ist ebenso wenig geklärt (verschiedene Vermutungen in STAUB 1952, TRÜMPY 1973 S. 247, DIETRICH & FRANZ 1976) wie ihre genetische Bedeutung im Gebirgswachstum.

a d 5) Die südliche Fortsetzung des Molassebeckens unter den Alpen ist auf dem Kalkalpin zu suchen. Als ihre heutigen Reste sind die Augensteinfelder und die tertiären Konglomerate des Enns- und unteren Inntales anzusehen. Das Festlegen des Südrandes des Molassemeeres ist nach BÖGEL (1976) immer noch problematisch.

Unter der nördlichen Alpenrandstirn läßt sich im Meridian von Rohrdorf im Chiemgau die Molasse ca. 20 km nach S verfolgen (ANGENHEISTER 1980). Um mindestens diesen Betrag ist die Orogenstirn im Unter-Eger weiter im S gewesen.

a d 6) Gemäß den Punkten 1) und 3) hat sich im Verlauf der orogenen Entwicklung der Abstand der Orogenstirn von der Periadriatischen Linie verkürzt. Im Zusammenhang mit einer stationär ablaufenden Subduktion wird die Periadriatische Linie von DIETRICH & FRANZ (1976) im Eger als existent angesehen; der Zusammenhang wird von FRISCH (1979) jedoch angezweifelt.

Die Summe der Strecken, welche die Decken senkrecht zur Orogenstirn einzeln übereinander zurückgelegt haben, ist nicht bekannt (zuletzt die Überschiebung der Helvetikumdecke auf die Molasse). Wieviel von diesen Wanderstrecken auf die Zeit nach dem Unter-Eger entfällt, ist fraglich. Wenn es darüberhinaus Zwischengebiete unbekannter Art (BÖGEL 1976) gegeben haben sollte, ist die N-S-Einengung noch stärker gewesen.

a d 7) Die maximale Krustendicke ist heute im Ostalpenraum unter den Zentralalpen und im Bereich der Periadriatischen Naht vorzufinden (ANGENHEISTER 1980). Wenn bereits im Oligozän in diesen Regionen eine Abwärtsbewegung der Kruste im Gange gewesen ist ("Verschluckung" im Sinne von KRAUS 1951, "Subduktion" nach FRISCH 1979, ROEDER 1980), so ist derzeit dort schon eine größere vertikale Mächtigkeit der festen Kruste angestaut worden als in den umgebenden Regionen. Oligozäne tonalitische Schmelzen aus den herabgeführten Krustensegmenten sind nach BELLINI & MOLIN & VISONA (1978) unterhalb 36 km Tiefe entstanden.

Der Isostasie gehorchend (KRAUS 1951, S. 410, FRISCH 1979) oder durch Nachgiebigkeit gegenüber subhorizontaler Kompression (ROEDER & BÖGEL 1978) bedingt wölbten sich im späten Oligozän und im Miozän die Zentralalpen nach oben (TRÜMPY 1973, S. 247). Die nördlich der tertiären periadriatischen Plutone gelegenen Hohen Tauern, welche erst im Jungtertiär eine starke Hebung erfahren haben, könnten eine leichte Verlagerung der maximalen Krustendicke nach Norden anzeigen.

a d 8) Der gerichtete Stau fester Kruste entlang der Nähte ihrer Abwärtsbewegung fördert die streifenartige Anlagerung nachfolgender Krustenteile. Diese randlichen Anlagerungen werden zum Gebirgsrand hin immer weniger mächtig.

a d 9) In den Alpen haben synorogene Magmen verhältnismäßig wenig Raum in Anspruch genommen. Ihre erstarrten Körper schei-

nen sowohl tektonischen Einwirkungen als auch der Erosion mehr zu widerstehen als ihre Umgebung, in welche sie intrudiert sind.

a d 10) Nach den Mächtigkeitsabschätzungen in Kapitel 4.3. ist es durchaus vorstellbar, daß über dem heutigen Tauernfenster mindestens eine austroalpine Decke, zusammengesetzt aus Kristallinsockel und permomesozoischer Bedeckung, Platz finden konnte. Es ist u.a. an die Fortsetzung des Innsbrucker Quarzphyllits mit auflagernden Sedimenten zu denken. Da eine Minimaldicke angegeben wird, verbleibt unter Umständen noch Raum für eine weitere, im Hangenden aufgeschobene, austroalpine Decke, die die heute fehlende Verbindung zwischen dem Kristallin der Schladminger Tauern, Osttirols und der Ötztaler Alpen darstellt.

Die Sedimentauflast der Metamorphite der Grauwackenzone dürfte im Eger diese Metamorphite noch größtenteils verdeckt haben.

Die minimale durchschnittliche Bedeckung über den heutigen nördlichen Kalkalpen reicht gerade aus, um ihre Schichtabfolge nach oben hin abzuschließen. Dank der tektonischen Internstruktur hat die Erosion gebietsweise ausgeprägte Höhenunterschiede herausgearbeitet.

a d 11) Im SW des möglichen Einzugsgebietes gibt es nach JÄGER & HANTKE (1984) mehrere Indizien dafür, daß der Bergeller Stock im oberen Oligozän eine Seehöhe von mindestens 4000 m erreicht hat. Die ihn umgebenden Gebirgszüge sind nach den beiden Autoren nicht in dieses Höhenniveau emporgehoben worden. Nach CADISCH (1928, S. 117) sind die Bernina-Julier- und Errdecken, die heute nördlich anschließen, im Alttertiär bereits exponiert gewesen. Ein deutliches Herausragen dieser Decken weist SPECK (1953) erst für das Ober-Eger nach. In der Zeit von 30 Ma bis 20 Ma v.h. ist nach WERNER (1981) der Raum der heutigen Ostschweiz stark gehoben worden. Vielleicht ist eine tendenziell

ähnliche Hebung in der Umgebung der weiter östlich gelegenen Plutone des Rensen- und Rieserfernermassivs gleichzeitig abgelaufen. Zusätzliche Anhöhen sind unter Umständen aus andesitischen Vulkankegeln aufgebaut worden (Skizze nach DIETRICH & FRANZ 1976), gespeist aus den oligozänen periadriatischen Magmenkammern (Punkt 9).

Der Orogenstreifen, der nördlich anschließt und aus dem die heutigen Hohen Tauern hervorgegangen sind, ist nach ROEDER (1980) erst im Jungtertiär stark gehoben worden.

a d 12) Im Verlaufe der Anhebung einzelner Höhenzüge von den zentralen Ketten ausgehend zur Orogenstirn hin sind die ursprünglich meridional verlaufenden Flüsse zunehmend kettenparallel abgelenkt worden. Viele kleine Zuflüsse in die Molasse sind dabei in wenige größere Gewässernetze zusammengefaßt worden. Im Eger sind vermutlich noch mehrere Flüsse nahezu direkt von S nach N geflossen, zumindest im Raum des damals mit Schottern überdeckten Kalkalpins. Die Schüttungsrichtung in dem Aufschluß "Blaue Wand" ist nach NITHACK (1974, S. 80) 302° verlaufen.

Es bleibt offen, ob mehrere Flüsse, die über verschiedene Einschnitte in der Orogenfront in das Vorland ausgetreten sind, jeden regional abgrenzbaren Schuttfächer getrennt voneinander angehäuft haben. Jedoch ist es angesichts einer größeren Entfernung der tertiären Orogenfront zu den untersuchten Schuttfächern (LEMCKE 1973) möglich, daß ein großer Flußaustritt in das Vorland die Schuttfächer über eine ständig pendelnde Deltaverlagerung nacheinander vorgeschoben hat.

Ob einer der Flüsse nach dem Verlassen des von der Orogenese erfaßten Gebietes seinen Weg kettenparallel bis zur Mündung fortgesetzt hat, ist nicht bekannt. Geographische Analogien geologisch vergleichbarer Regionen, wie z.B. in der Molasse vor den Ostkarpaten (MIHAILESCU et al. 1967), lassen einen solchen Verlauf im Vorland als nicht ausgeschlossen erscheinen. Darüberhinaus ergibt sich eine Ablenkung des Unterlaufes eines

solchen Flusses vom Meridian aus dem im Becken asymmetrisch liegenden Molassemeeres. Er müßte östlich des Flusses, der südlich der heutigen Lage von München in das Vorland ausgetreten ist (FÜCHTBAUER 1964, S. 233) und mit dem sich keine Geröllverbindung erkennen läßt, in das Molassebecken eingeflossen sein.

Die Mittel- und Oberläufe der Flüsse, sofern sie von der S-N-Richtung abweichen, sind ohne gesicherte Hinweise durch Geröllgesteine schwer zu rekonstruieren. Ein "Ur-Inn" (LEMCKE 1984) läßt sich im Ober-Eger über Geröllgesteine verfolgen (Kap. 4.2.). Hinweise, daß der "Ur-Inn" von Süden her Nebenflüsse empfangen hat, welche jenseits der heutigen Wasserscheide ihren Ursprung gehabt haben, sind über die markanten Taleinschnitte des Brenner- und Reschenpasses erhalten geblieben. Südlich dieser Pässe öffnen sich heute deutlich einige Täler nach NW (z.B. Ultental). Vielleicht verlief der "Ur-Inn" selber durch einen dieser beiden Einschnitte.

Für drei Unterstufen des Tertiär, aus denen Geröllproben ausgewertet worden sind, werden *hypothetische* Modelle der Talentwicklung im Einzugsgebiet, der Morphogenese und des oberflächennahen geologischen Aufbaus im Folgenden vorgestellt.

U n t e r - E g e r (Aufschlüsse Westerbuchberg, Osterbuchberg) :

Ein aus dem S in meridionaler Richtung verlaufender Fluß hat unmittelbar nördlich der Periadriatischen Naht die austroalpinen Decken erosiv angegriffen. Im Zuge der bereits vollendeten Tonalitintrusion sind dort einzelne hohe Berge emporgestiegen. Die Plutonite, die in den zentralen Teilen der heutigen Niederen Tauern stecken und sich eventuell in der austroalpinen Bedeckung über den heutigen Hohen Tauern fortgesetzt haben, sind noch nicht freigelegt worden. Fraglich, jedoch

nicht ausgeschlossen, ist ein Ursprung dieses Flusses im Südalpin. Im Ober- oder Mittellauf ist eine schmale Zone aus Schiefern der Grauwackenzone angeschnitten worden. An den äußeren Enden des Einzugsgebietes ist bevorzugt die permomesozoische Sedimentbedeckung über dem Kristallin abgetragen worden; bis zum Molassemeer ist es für ihre Gesteine ein relativ weiter Weg gewesen. Der Mittel- und Unterlauf des Flusses hat mit seinen Nebenflüssen in das nördliche Kalkalpin ein sanft-hügeliges Relief gegraben. Durch die sich aufwölbende Orogenstirn verschaffte er sich einen schmalen Ausgang in das Molassevorland. Ein geringmächtiges Vorkommen an Sedimenten der Flyschzone ist bereits bloßgelegt worden.

O b e r - E g e r (Aufschluß SE Grabenstätt, Blaue Wand und Burgstallgraben am Hochberg; Thalbergraben am Hochberg liegt an der Grenze zwischen Unter- und Ober-Eger, Pechschnaittgraben am Hochberg liegt an der Grenze zwischen Ober-Eger und Eggenburg):

In der Annahme, daß der (ungefähr) meridional verlaufende Fluß auch im Ober-Eger einen wesentlichen Anteil an der Geröllschüttung übernommen hat, ist eine der Möglichkeiten von einer geologisch-tektonischen Momentaufnahme und der Gestaltung der Oberfläche in seinem Einzugsgebiet im Blockbild der Abbildung 8 festgehalten. Als Vergleich in der N-S-Erstreckung dient das Profil München- Karwendelgebirge- Brixen (nach BÖGEL & SCHMIDT 1976).

Womöglich sind Plutone in der austroalpinen Bedeckung über dem heutigen Tauernfenster freigelegt worden.

Ein Fluß aus dem SW, der nördlich des Bergeller Stockes die Plutone der Bernina-Julier- und Erredecken erodierte, kann während dieser Unterstufe als wahrscheinlich angenommen werden.

O t t n a n g (Aufschluß Ratzinger Höhe) :

Der Wandel im Geröllbestand, der sich gegenüber dem Eger deutlich abzeichnet, läßt auf eine tiefgreifende Umgestaltung im Gewässernetz schließen.

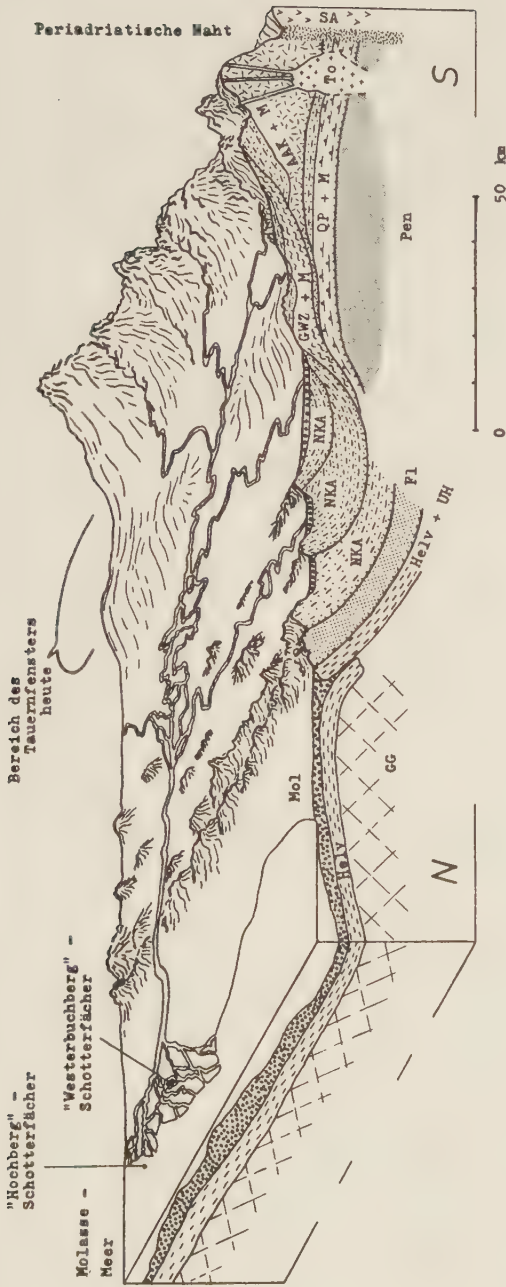


Abb. 8 : Die Morphogenese eines Ausschnitts des gerollspendenden Hinterlandes der egerischen Schotterfächer in der Chiemgauer Molasse. Blick von NW nach SE. überhöhung ca. 10-fach.
 GG = Böhmisches Massiv, Helv = Helvetikum, UH = Ultrahelvikum, Fl = Flysch, NKA = Nördliches Kalk-Alpin, GWZ + M = Grauwackenzone mit auflagerndem Mesozoikum, AAK + M = Austro-alpines Aitkristallin mit auflagerndem Mesozoikum, Pen = Penninikum ungegliedert, To = Tonalitintrusion, SA = Sudalpin.

Als Vergleich dient im gleichen Maßstab der N-S-Erstreckung ein Profil der heutigen Deckenabfolge durch München-Karwendelgebirge-Brixen.

Zwischen unterem Eggenburg und unterem Ottnang sind die Quellgebiete weiter nach N verschoben worden; vielleicht haben sie nicht südlicher als die nördlichen Teile des Kalkalpins angegriffen. Gemäß einer solchen Vorstellung sind die kristallinen Gerölle umgelagert worden.

5. L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

ABBOTT, P.L. & SMITH, T.E. : Trace-Element Comparison Of
Clasts In Eocene Conglomerates, Southwestern California and
Northwestern Mexico. - J. Geology, 86, p 753-762, Chicago
1978

ANGENHEISTER, G. : Structures and movements of the rock
masses under the Eastern Alps. - Eclogae geol. Helv., 73/2,
p 399-405, Basel 1980

AUGUSTITHIS, S.S. : Atlas of the Sphaeroidal Textures and
Structures and their genetic Significance. - Theophrastus
Publications S.A., Athens 1982

BACHMANN, H. : Die Geologie des Raumes Oppenberg bei
Rottenmann/Stmk.

in METZ, K. : Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und
östlichen Wölzer Tauern. - Sonderabdruck aus den
Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, H 1, Wien 1964

BAUER, K.F. & LOACKER, H. & MOSTLER, H. : Geologisch-
tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. - Veröff.
d. Univ. Innsbruck, 13, Alpenkundliche Studien VI, Innsbruck
1969

BEARTH, P. : Die Diabasgänge der Silvretta. -
Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,
12, S. 147-179, Zürich 1932

BECKE, F. : Petrographische Studien am Tonalit der
Rieserferner. - Tscherm. Miner. Petr. Mitt. , N.F. 12,
S. 379-432, 1892

BECKER, L.P. : Die Geologie des Gebietes um das Bauleiteck-Süßleiteck, Schladminger Tauern / Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 103, S. 49-58, Graz 1973

BECKER, L.P. : Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). - Carinthia II, Jg. 167./87., S. 113-125, Klagenfurt 1977

BELLIENI, G. & MOLIN, G.M. & VISONA, D. : The petrographic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette de Ries (Eastern Alps - Italy). - N. Jb. Miner. Abh., 136, 3, S. 238-253, Stuttgart 1979

BLISSENBACH, E. : Die jungtertiäre Grobschottererschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. - Beih. Geol. Jb., 26, p 9-48, Hannover 1957

BODEN, K. : Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. - Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 4, München 1931

BODEN, K. : Ein Beitrag zur Kenntnis der Chiemgauer Molasse. Z. deutsch. Geol. Ges., 87, S. 337-354, Berlin 1935

BÖGEL, H. : Eine Geotraverse durch die mittleren Ost- und Südalpen. - Schweizer. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, S. 567-579, Zürich 1976

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. : Kleine Geologie der Ostalpen. - Thun (Ott Verlag) 1976

BROCKAMP, B. : Zum Werdegang der Vortiefen. - Geologie, Jg. 4, H 4, Berlin 1955

- BURZ, J. : Deltabildung im Ammersee und Chiemsee - Ein Beitrag zur Untersuchung der Verlandungsvorgänge in den oberbayerischen Seen. - Mitt. aus dem Arbeitsbereich der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, München 1956
- BÜCHI, U.P. & SCHLANKE, S. : Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. - Erdöl - Erdgas, 93 : S.57-69, 1977
- BÜHLER, C. : Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet La Tscheppa - Lagrev (Julier-Bernina-Decke). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 63, S. 457-477, Zürich 1983
- BÜRGISSER, H.M. : Zur Mittel-Miozänen Sedimentation im Nordalpinen Molassebecken : Das "Appenzellergranit" - Leitniveau des Hörnli - Schuttfächers. - unveröff. Dissertation a.d. E.T.H. Zürich, 1980
- CADISCH, J. : Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. - Geol. Rdsch., 19, S. 105-119, Berlin 1928
- CHRISTA, E. : Das Greiner Schwarzenstein Gebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. - Veröff. Mus. Ferdinand., H 13, Jg. 1933, Innsbruck 1934
- CHUDOBA, K. : Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1932
- CLARK, S.P. & JÄGER, E. : Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. - Am. J. Scie., 267, p 1143-1160, 1969
- CORNELIUS, H.P. : Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. - Verh. geol. Bundesanst., Nr. 11/12, S. 183-191, Wien 1923

- CORNELIUS, H.P. : Geologie der Err-Julier-Gruppe, Teil I. - A. Franke AG, Bern 1935
- DIETRICH, V. : Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. - Verlag H. Lang & Cie AG, Bern 1969
- DIETRICH, V. & FRANZ, U. : Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen : ein plattentektonisches Modell. - Geol. Rdsch., 65, S. 361-374, Stuttgart 1976
- EFFLER, M. : Geochemische Untersuchungen am Marteller Pegmatit-Granit und die Geologisch-Petrographische Neuaufnahme seiner Rahmengesteine im Gebiet um die Morter Alm (Südtirol). - unveröff. Diplom-Arbeit a.d. L.M.U. München 1981
- EIGENFELD, R. & EIGENFELD-MENDE, J. : Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. - Z. deutsch. geol. Ges., 129, p 319-357, Hannover 1978
- EMMRICH, H. : Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bairischen und den angränzenden österreichischen Alpen. - Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. : 1-22, Wien 1851
- EMMRICH, H. : Ein Beitrag zur Kenntniss der südbayrischen Molasse. - Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, 43 : 13-22, Wien 1861
- FAHLBUSCH, V. : Miozän und Pliozän - Was ist das ? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 21, S. 121-127, München 1981

FISCHER, G. & NOTHHAFT, J. : Natronamphibol- (Osannit-) Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen. - Tscherm. Mineral. Petr. Mitt., S. 396-419, Wien 1954

FÖRSTER, H. & SCHMITZ-WIECHOWSKI, A. : Zur Tektonik im Bereich der Brennerlinie. - Geol. Rdsch., 59, S. 637-648, Stuttgart 1970

FRANK, W. : Geologie der Glocknergruppe. - Wiss. Alpenvereinsh., 21, S. 95-111, 1979

FRASL, G. : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Sonderabdruck a.d. Jb. d. Geol. B.-A., 101, H 3, Wien 1958

FRASL, G. : Zur Verbreitung der tonalitisch-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins). - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, S. 323-334, Wien 1980

FRASL, G. : Die ursprüngliche Basis von Flysch und Ultrahelvetikum in der Umgebung von Salzburg. - Jber. 1983 Hochschulschwerpkt., S. 37-65, Graz 1984

FRASL, G. & HERBST, J. : Zur Frage der Herkunft der blaugrünen Hornblenden in der Molassezone am Alpennordrand. - Jber. 1982 Hochschulschwerpkt., S. 57-65, Graz 1983

FREIMOSER, M. : Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Geologica Bavarica, 66, München 1972

FREY, M. & HUNZIKER, J.C. & FRANK, W. & BOCQUET, J. & DAL PIAZ,

G.V. & JÄGER, E. & NIGGLI, E. : Alpine Metamorphism of the Alps - A Review. - Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 54, p 248-290, Zürich 1974

FRISCH, W. : Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. - Tectonophysics, 60, p 121-139, 1979

FUCHS, W. : Das Inneralpine Tertiär. - in OBERHAUSER, R. : Der Geologische Aufbau Österreichs. - hrg. v.d. Geol. B.-A., S. 477-483, Springer-Verlag Wien-New York 1980

FÜCHTBAUER, H. : Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - Ecl. Geol. Helv., 57, S. 157-298, Basel 1964

GANSS, O. : Geologie des Blattes Bergen (mit Beitr. I. DE KLASZ & K. GÖTZINGER & F. VOGEL). - Geologica Bavarica, 26, München 1956

GANSS, O. : Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein, Geol. Karte von Bayern 1 : 25000 , mit Beitr. zahlreicher Autoren. - Bayer. Geol. Landesamt, München 1977

GANSS, O. & SCHMIDT-THOME, P. : Süddeutsche Molasse. - Querprofile der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Salzach. München 1954

GANSS, O. & SCHMIDT-THOME, P. : Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. - Z. deutsch. Geol. Ges., 105, 3, 1953, S. 402-495, Hannover 1955

GATTO, G.O. & GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI, A. : The "Andesitic" Magmatism in the South-Western Tyrol and its

Geodynamic Significance. - Geol. Rdsch., 65, S. 691-700, Stuttgart 1976

GIZYCKI, P.v. : Petrographisch-Geochemische Untersuchungen an Periadriatischen Plutonen und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol). - unveröff. Diss. L.M.U. München 1977

GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. : Hebungs- und Abkühlungsgeschichte der zentralen Ostalpen : abgeleitet aus Spaltspurendatierungen von Apatiten. - Vortrag 73. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in Berchtesgaden, Kurzfassung 1983

GUHL, M. : Geologisch-petrographische Untersuchungen der Umgebung von Kalkstein in den Villgrater Bergen (Osttirol). - Unveröff. Dipl.-Arb. L.M.U. München 1974

GÜMBEL, C.W.v. : Geologie von Bayern. - 2 Bd., Geologische Beschreibung von Bayern, Cassel 1894

HACK, M. & SCHMIDT, K. : Zur tektonischen Entwicklung der Ultental-Zone (Campo-Kristallin, Ostalpen). - Vortrag 73. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in Berchtesgaden, Kurzfassung 1983

HAGN, H. : Über Gosaugerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11, S. 17-32, München 1971

HAGN, H. : Über kalkalpine paläozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 12, S. 113-124, München 1972

HAGN, H. : Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen

Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 16, S. 113-133, München 1976

HAGN, H. : Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikro-paläontologischer Sicht. - Geologica Bavarica, 82, München 1981

HAGN, H. : Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 23, S. 125-150, München 1983

HAGN, H. & HIEMER, G. & MOUSSAVIAN, E. : Ein Geröll mit Nummulites fichteli MICHELOTTI und Flyschkomponenten (tieferes Oligozän) aus der oberoligozänen Molasse der östlichen Murnauer Mulde (Wörth-Konglomerat). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 19, S. 3-11, München 1979

HAGN, H. & HÖLZL, O. : Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. - Geologica Bavarica, 10, S. 1-208, München 1952

HAGN, H. & MOUSSAVIAN, E. : Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unteres Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 20, S. 137-157, München 1980

HAGN, H. & OTT, E. : Ein Geröll mit Elianella elegans PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geologie, 15, S. 119-129, München 1975

- HAMMER, W. : Geologischer Führer durch die westtiroler Zentralalpen. - Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin 1922
- HANTKE, R. : Eiszeitalter Bd. III . - Thun 1983
- HATCH, F.H. & WELLS, A.K. & WELLS, M.K. : Petrology of the igneous rocks. - George Allen & Unwin Ltd., London 1972
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. : Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). - Geol. Rdsch., 73, H 1, S. 113-129, Stuttgart 1984
- HESS, W. : Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., 46, Nr. 1, Sonderabdruck E. Birkhäuser & Cie. A.G., Basel 1953
- HOFMANN, G.W. : Der Muldenbau in der subalpinen Molasse des Prienprofiles im östlichen Oberbayern. - Z. deutsch. geol. Ges., 113, S. 550-557, Hannover 1962
- HORNINGER, G. : Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. - Vh. G.B.-A., S. 114-118, Wien 1956
- HUCKENHOLZ, H.G. : Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. - Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 6, S. 261-298, Berlin 1959
- HUCKENHOLZ, H.G. : Petrographie und Mineralfazies einer konglomeratischen Tanner Grauwacke aus dem Unterharz. - Contr. Mineral. and Petrol., 14, p 65-71, 1967
- JÄCKLI, H. : Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner

Gebirgslandschaften. - Beitr. Geol. Schweiz, Lfg. 36, 1957

JÄGER, E. & HANTKE, R. : Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. - Geol. Rdsch., Bd. 73, H 2, S. 567-575, Stuttgart 1984

JÄGER, E. & NIGGLI, E. & WENK, E. : Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. - Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F., 134, 1967

KARL, F. : Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern etc. - Jb. geol. B.-A., 102 (1), S. 1-92, Wien 1959

KASCHANIAN, B. : Korngrößenverteilung und Schwermineralführung in den Flußsanden der Ziller (Tirol/Österreich). - Berliner geowiss. Abh., (A), 29, Berlin 1980

KORDIUK, B. : Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 187, S. 5-47, Berlin 1938

KÖSTER, E. & LESER, H. : Geomorphologie I . - Georg Westermann Verlag, Braunschweig 1967

KRAUS, E. : Die Baugeschichte der Alpen II : Neozoikum . - Akademie-Verlag, Berlin 1951

KRUMBEIN, W.C. : Thin section mechanical analysis of indurated sediments. - J. Geol., 43, p 482-496, Chicago 1935

KRUMM, H. : Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - Geol. Rdsch., 73, H 1, S. 223-257, Stuttgart 1984

- KURZE, M. & LOBST, R. & MATHE, G. : Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen im Erzgebirge. - Zeitschr. angewdt. Geol., 26, H 2, 1980
- LEMCKE, K. : Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - Geologica Bavarica, 69, S. 5-48, München 1973
- LEMCKE, K. : Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. - Geol. Rdsch., 73, H 1, S. 371-397, Stuttgart 1984
- MARSAL, D. : Die Darstellung und graphische Auswertung der Siebanalysen natürlicher Sande und Kiese nach dem RRS-Verfahren. - Neues Jb. Mineral. Abh., 87, 2, S. 218-239, Stuttgart 1954
- MASCH, L. : Die Pseudotachylite der Silvretta. - Diss. L.M.U., München 1970
- METZ, K. : Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. - Verh. d. Geol. B.-A., H 1, Wien 1964
- MIHAILESCU, N. & PANIN, N. & CONTESCU, L. & JIPA, D. : Transportul si sedimentarea galetilor diu molasa conglomeratica albiana diu Carpatii orientali (Romania). - Stud. Cercet.Geol., Geofiz., Geogr., Ser. Geol., 12, No. 1, p 231-236, 1967
- MORTEANI, G. : Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). - Verh. Geol. B.-A., S. 287-314, Wien 1971
- NATHAN, H. & SCHMIDT-THOME, P. : Süddeutsche Molasse

1 : 300000 . - München 1954

NIEDERMAYR, G. & MULLIS, J. & NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.M. :
Zur Anchimetamorphose permoskythischer Sedimentgesteine im
westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol (Österreich). - Geol.
Rdsch., 73, H 1, S. 207-221, Stuttgart 1984

NITHACK, J. : Gefügekundliche Untersuchungen an grob-
klastischen Sedimenten mit Hilfe Terrestrisch-Photogram-
metrischer Methoden. - Diss. L.M.U., München 1974

NOLLAU, G. : Petrographische und tektonische Untersuchungen
am periadriatischen Rensengranit in Südtirol. - Erlanger
Geologische Abhandlungen, H 98, S. 1-92, Erlangen 1974

OKADA, H. : Classification of Sandstone : Analysis and
Proposal. - Journ. Geol., 79, p 509-525, Chicago 1971

OXBURGH, R. & ENGLAND, P.C. : Heat flow and the metamorphic
evolution of the Eastern Alps. - Ecl. Geol. Helv., 73/2,
p 379-398, Basel 1980

PETTIJOHN, F.J. : Sedimentary Rocks. - Harper & Brothers,
New York 1957

PILGER, A. & WEISSENBACH, N. : Tektonische Probleme bei der
Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. -
Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 64, Sonderheft G T 2, S. 447-454,
Hannover 1965

PLAS, L. v.d. & TOBI, A. : A chart for judging the
reliability of point counting results. - Am. Journ. Sci.,
263, p 87-90, 1965

PLONER, J. : Über Granat-Granulit in Tirol. - Tscherm.

Mineral. Petr. Mitt., 12, S. 313-327, Wien 1891

PROCHASKA, W. : Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, p 161-171, Wien 1981

PURTSCHELLER, F. : Ötztaler und Stubai Alpen. - Sammlung Geologischer Führer, Bd. 53, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart 1978

RAD, U.v. : Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. - Geologica Bavarica, 66, S. 92-147, München 1972

RATH, G.v. : Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. - J.F. Starcke, Berlin 1857

REIS, O.M. : Geologische Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf, südlich Traunstein. - Geognostische Jahreshefte, VII., München 1894

REISER, H. : Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse - Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. - unveröff. Diss. L.M.U. München, 1986

RICHTER, M. : Die Gliederung der subalpinen Molasse. - N. Jb. Miner., Beil.-Bd., 83, B, S. 1-45, Stuttgart 1940

ROEDER, D. : Geodynamics of the Alpine- Mediterranean system - a synthesis. - Ecl. Geol. Helv., 73/2, p 353-377, Basel 1980

ROEDER, D. & BÖGEL, H. : Geodynamic Interpretation of the Alps. - Alps, Apennines, Hellenides, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1978

ROTH, R. : Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjochgneise (Tirol). - Geol. Rdsch., 73, H 1, S. 69-89, Stuttgart 1984

SACCO, F. : Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'era terziaria. - Boll. Soc. Geol. Ital., 55, S. 63-115, 1936

SASSI, F.P. & BORSI, S. & DEL MORO, A. & ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. : Contribution to the Geodynamic Interpretations in the Eastern Alps. - Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart 1978

SATIR, M. & MORTEANI, G. : Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. - Geol. Rdsch., 68, H 1, S. 1-40, Stuttgart 1978

SCHAFFERNAK, F. : Neue Grundlagen zur Berechnung der Geschiebeführung der Flußläufe. - Wien 1922

SCHIEMENZ, S. : Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 38, Niedersächs. L.-A. für Bodenforschung, Hannover 1960

SCHLOSSER, M. : Geologische Notizen aus dem bayerischen Alpenvorlande und dem Inn tale. - Verhandl. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien 1893

SCHOKLITSCH, A. : Geschiebebewegung in Flüssen und Stauwerken. - Springer-Verlag, Wien 1926

SCHOKLITSCH, A. : Handbuch des Wasserbaues. - Wien 1950

SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. : A Sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Styria, etc. etc. - Geol. Transact. 2, 2. ser. 3 : 301-420, 1831

SENFTEL, E. & EXNER, Ch. : Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. - Verh. Geol. B.-A., S. 209-234, Wien 1973

SKALA, W.D. : Typen, Facies und tektonische Position der Karbonatgesteine der östlichen Wölzer Tauern. - in METZ, K. : Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. Verh. Geol. B.-A., H 1, Wien 1964

SPECK, J. : Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Graph. Werkst. Eberhard Kalt-Zehnder, Zug 1953

SPRY, A. : Metamorphic Textures. - Pergamon Press, Oxford 1969

STAUB, R. : Der Paß von Maloja. - Bischofberger & Co., Chur 1952

STEININGER, F. & RÖGL, F. & MARTINI, E. : Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). - Newsl. Stratigr., 4, S. 174-202, Berlin/Stuttgart 1976

STRECKEISEN, A. : Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 8, S. 87-237, Zürich 1928

- STRECKEISEN, A. : Die Klassifikation der Eruptivgesteine. - Geol. Rdsch., 55, S. 478-491, Stuttgart 1966
- TOLLMANN, A. : Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. - Mitt. Österr. Geogr. Ges. 110 : S. 224-244, 1968
- TOLLMANN, A. : Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. - Geol. Rdsch., 61, S. 965-974, Stuttgart 1972
- TRAUB, F. : Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. - N. Jb. Mineral., Mh., Jg. 1945-1948, Abt. B, H 1-8, S. 53-71, S. 161-174, Stuttgart 1948
- TROLL, G. : The "Altkristallin" in Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. - Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1978
- TROLL, G. & BAUMGARTNER, S. & DAIMINGER, W. : Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 26, S. 277-295, Wien 1980
- TROLL, G. & FORST, R. & SÖLLNER, F. & BRACK, W. & KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. : Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. - Geol. Rdsch., 65, S. 483-511, Stuttgart 1976
- TROMMSDORFF, V. : Über Lamprophyre aus den nördlichen Kalkalpen (Ehrwaldit). - Tscherms. Mineral. Petr. Mitt., Bd. VIII, S. 281, Wien 1963
- TRÖGER, W.E. : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden

Minerale. - Teil 1. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1971

TRÖGER, W.E. : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - Teil 2. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1969

TRÖGER, W.E. : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1969

TRÜMPY, R. : The timing of orogenic events in the Central Alps. - in De JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (ed.) : Gravity and Tectonics. S. 229-251, Wiley, New York 1973

TRÜMPY, R. & BERSIER, A. : Les elements des conglomerats oligocenes du Mont-Pelerin. - Ecl. Geol. Helv., 47, S. 119-166, Zürich 1954

TRÜMPY, R. & DÖSSEGGGER, R. : Permian of Switzerland. - in H. FALKE (ed.) : Rotliegend-Essays on European Lower Permian. Sedimentary Petrography Series, 15, p 189-215, Leiden 1972

VOGELTANZ, R. : Die Typen der Hornblende führenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. - in METZ, K. : Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. Verh. Geol. B.-A., H 1, Wien 1964

WEIDICH, K.F. : Über die Beziehungen des "Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. - Geol. Rdsch., 73, H 2, S. 517-566, Stuttgart 1984

WEILER, W. : Die Fischfauna der unteren und oberen Meeresmolasse Oberbayerns. - N. Jb. Mineral., 68, Beil.-Bd. Abt. B, Stuttgart 1932

WEITHOFER, K.A. : Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. - Mitt. Geol. Ges., 10, Wien 1917

WENGER, W.F. : Foraminiferenfauna, Stratigraphie und Paläogeographie des Miozäns der bayerischen Molasse. - unveröff. Diss. L.M.U. München, 1985

WERNER, D. : A geothermic method for the reconstruction of the uplift history of a mountain range, applied to the Central Alps. - Geol. Rdsch., 70, H 1, S. 296-301, Stuttgart 1981

WILLMAN, H.B. : Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streater quadrangles. - Illinois State Geological Survey, Bull. 66, p 343-344, 1942

WINKLER, H.G.F. : Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - Springer Verlag, New York 1976

WINKLER-HERMADEN, A. : Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. - in F.X. SCHAFFER (Hrsgb.) : Geologie der Ostmark. Franz Deuticke, Wien 1943

WINKLER-HERMADEN, A. : Geologisches Kräftespiel und Landformung. - Springer Verlag, Wien 1957

WOLFF, W. : Fauna der Südbayerischen Oligozänmolasse. - Paläontographica, 43, Stuttgart 1897

XIDAS, S. : Sedimentologische Untersuchungen im Delta der Tiroler Ache (Chiemsee/Oberbayern). - unveröff. Diss. T.U. München, 1974

ZEUNER, F. : Die Schotteranalyse. Ein Verfahren zur Unter-

suchung der Genese von Flußschottern. - Geol. Rdsch., 24,
S. 65-104, Stuttgart 1933

ZINGG, Th. : Beitrag zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse
und ihre Anwendung auf die Glattalschotter. - Schweiz. Miner.
Petr. Mitt., 15, S. 39-140, Bern 1935

6.

A N H A N G

6.1.

Fotos von Dünnschliffen

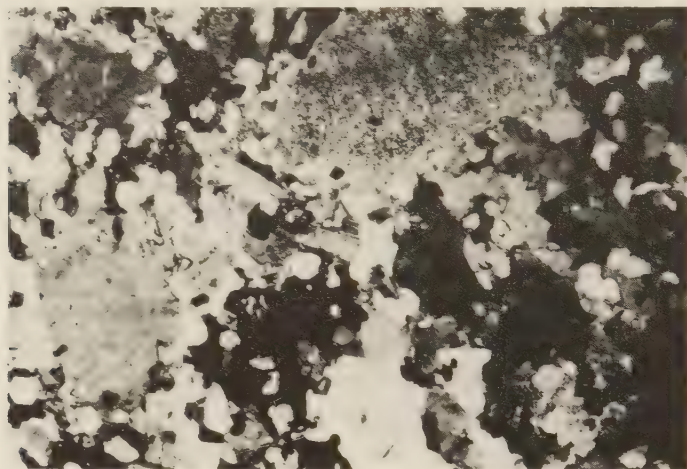
Plutonite mit Quarz $> 20\%$ und Farbzahl $< 10\%$ (Gruppe 01)

Foto 1 : Dünnschliff Sk22H53 (Polfilter 90°), Blaue Wand. Ungleichkörnige Erstarrung von Quarz, Plagioklas (serizitiert) und perthitischem Kalifeldspat. Auch die Feldspatkörner sind meist xenomorph.

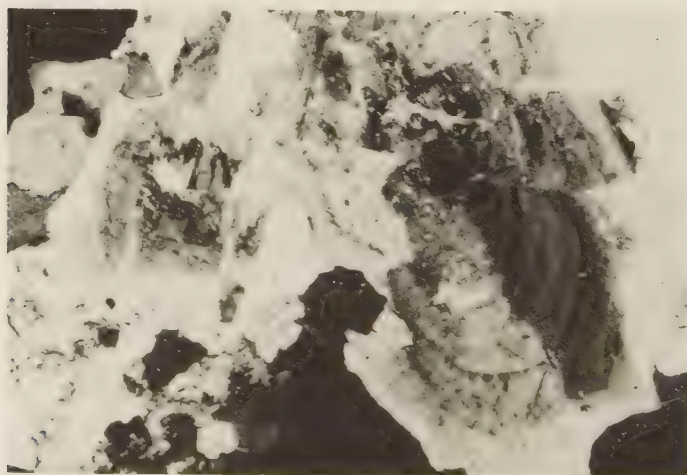
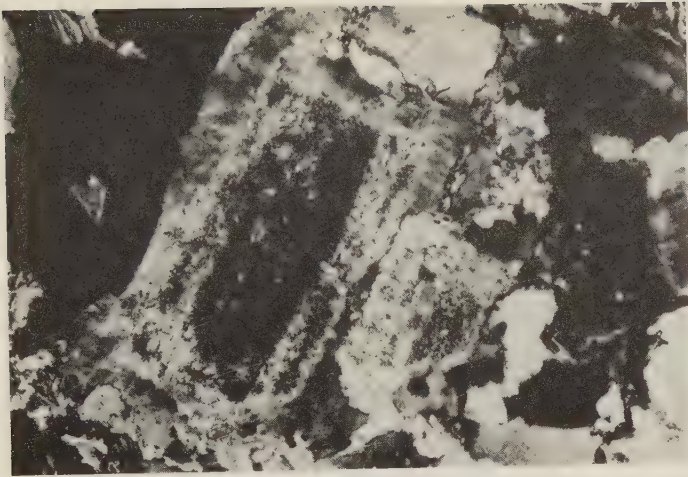
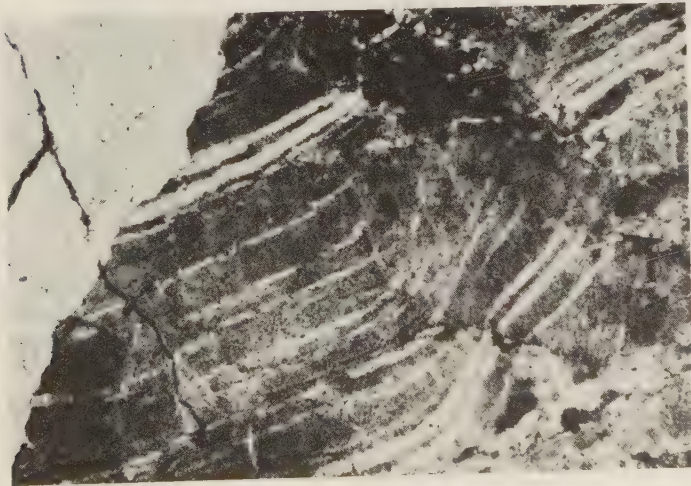


Foto 2 : Dünnschliff Sk14H3 (Polfilter 90°), Blaue Wand. Deutlich zonar gebaute Plagioklaskörner.



0,5 mm

Foto 3: Dünnschliff SK22H7 (Polfilter 90°), Blaue Wand. Links von der Bildmitte wird ein zonar gebautes und stark serizitisches Plagioklaskorn von Mikroclin ummantelt.



1 mm

Foto 4: Dünnschliff SK20H28 (Polfilter 90°), Thalberggraben. Die Zwillingslamellen zeichnen die Verbiegung und das Zerknicken dieses Plagioklaskorns nach. Dieser Plutonit hat eine kräftige Kaltdeformation erlitten.

hypabyssische Magmatite intermediärer Zusammensetzung; Inter-
sertalstellung der Feldspatleisten; porphyrisch bis aphyrisch;
(Gruppe 03)

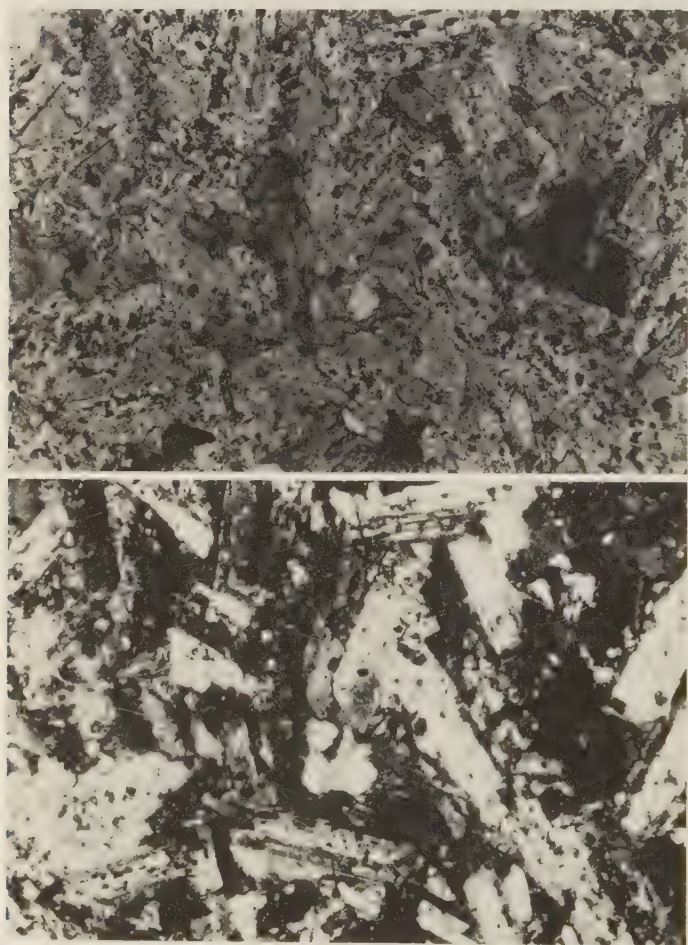


Foto 5 und 6 : Dünnschliff Sk12H4 (Polfilter oben 0°, unten 90°), Blaue Wand. Zeltartige Aufbauten der Plagioklasblöcke umschließen Quarzkristalle und Nester aus chloritisierter Mafiten. Der Plagioklas ist unregelmäßig mit Chlorit durchsetzt. Apatitnadeln und Erzkörner tendieren zur Idiomorphie.

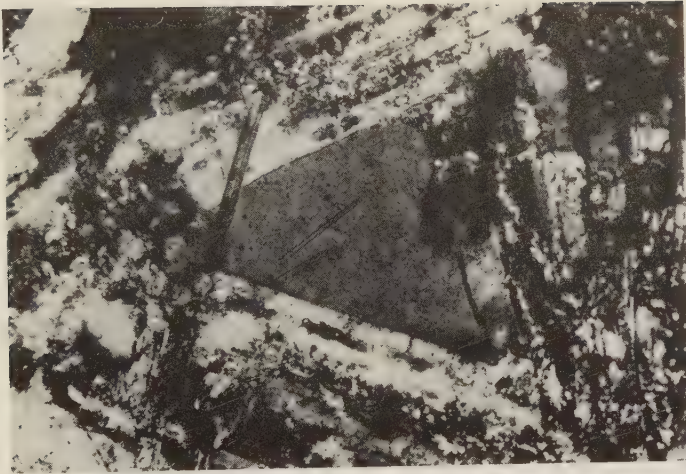


Foto 7 : Dünnschliff Sk15W80 (Polfilter 90°), Westerbuchberg.
In Bildmitte ein Quarzkristall, der von Plagioklasblöcken
umrahmt wird. Zahlreiche Chloritnester und Apatitnadeln
durchsetzen das Gestein.

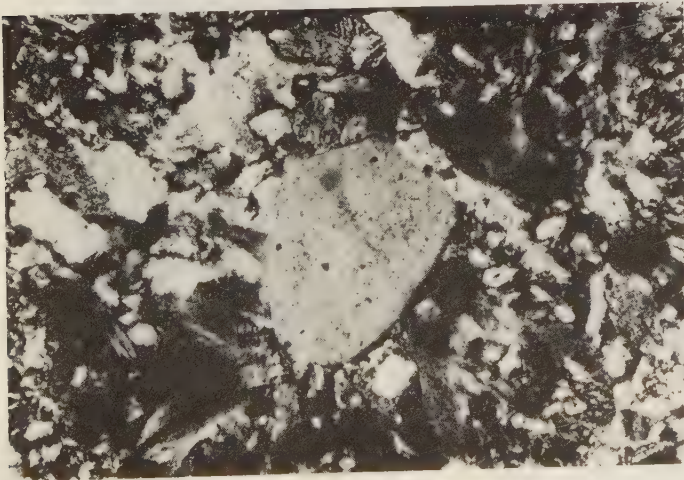


Foto 8 : Dünnschliff Sk21H11 (Polfilter 90°), Thalberggraben.
Eine orbikuläre Verwachsung xenomorpher symplektitischer Feld-
spatkörner führt im Zentrum einen rundlichen Quarzkristall.

saure bis intermediäre Ergußgesteine; feinkörnig und porphyrisch (Gruppe 04)

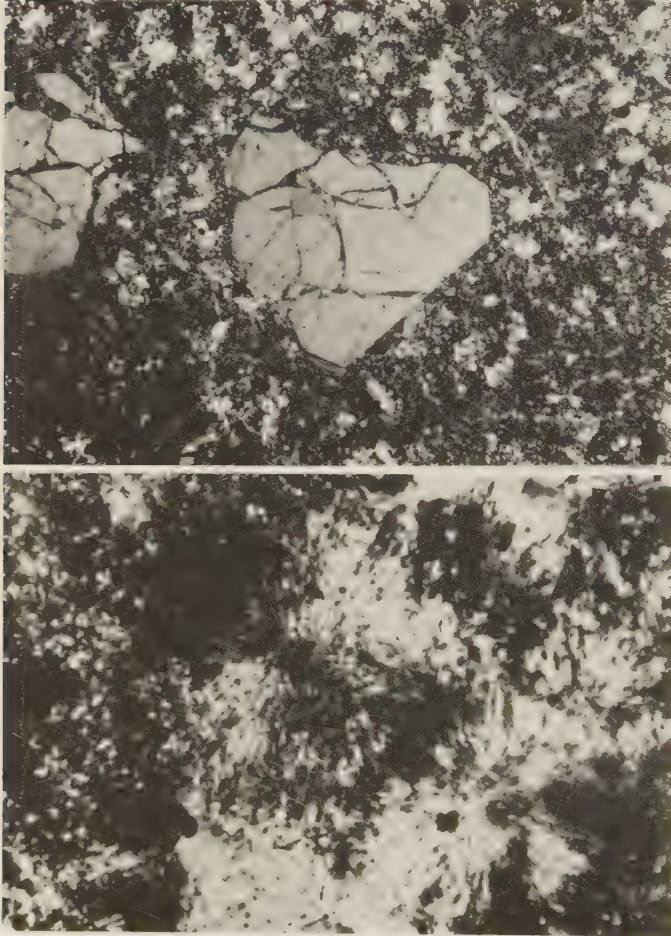


Foto 9 und 10 : Dünnschliff Sk15W96 (Polfilter 90°), Westerbuchberg. Das obere Bild zeigt Einsprenglinge aus Quarz in einer feinkörnigen Grundmasse. Die im unteren Bild sichtbaren radialstrahligen Aggregate farbloser Minerale bauen wenige Male die Grundmasse mit auf.

6.2. Abbildungen und Tabellen

Abbildung	1	S.	8	Tabelle	1	S.	26
Abbildung	2	S.	10	Tabelle	2	S.	28 f
Abbildung	3	S.	25	Tabelle	3	S.	50 f
Abbildung	4	S.	39	Tabelle	4	S.	56 f
Abbildung	5	S.	40	Tabelle	5	S.	77 f
Abbildung	6	S.	46	Tabelle	6	S.	91
Abbildung	7	S.	95	Tabelle	7	S.	110 f
Abbildung	8	S.	125	Tabelle	8	S.	227 f
Abbildung	9	S.	170	Tabelle	9	S.	231 f
Abbildung	10	S.	173	Tabelle	10	S.	235 f
Abbildung	11	S.	177	Tabelle	11	S.	239 f
Abbildung	12	S.	181	Tabelle	12	S.	245 f
Abbildung	13	S.	182	Tabelle	13	S.	249 f
Abbildung	14	S.	284 f	Tabelle	14	S.	257 f
Abbildung	15	S.	313 f	Tabelle	15	S.	265 f
				Tabelle	16	S.	272 f
				Tabelle	17	S.	280 f

Lebenslauf

Name :	Wolfgang Erich Skeries
03.06.1951	geboren in Weilheim/Obb. als zweites Kind der Eheleute Fritz J. Skeries und seiner Gattin Brigitte, geb. Schön
1957 bis 1961	Besuch der Volksschule in Weilheim
1961 bis 1968	Besuch des Luitpold-Gymnasiums in München
1968 bis 1972	Besuch des staatlichen Gymnasiums in Pegnitz/Ofr. - Abschluß mit Abitur
WS 1972	Beginn des Studiums der Geologie an der Technischen Universität München
SS 1975	Vordiplom in Geologie
10.04.1979	Zeugnis über die Diplom-Hauptprüfung für Geologie
SS 1980	Einschreibung im Studienfach Mineralogie an der Ludwig-Maximilians-Universität in München - Beginn der Recherchen zur geplanten Dissertation
März 1985 bis Juni 1987	wissenschaftlicher Mitarbeiter am Mineralogisch-Petrographischen Institut der L M U München
WS 1986	Einschreibung im Studienfach Sinologie

Anmerkung zum A N H A N G :

Zu der vorliegenden Arbeit ist ein gesondertes Beiheft verfaßt worden, welches nicht im Druck erscheint. Es enthält folgende Kapitel zu Einzelheiten in den Auswertungen :

- 6. Anhang
- 6.1. Megaskopische und mikroskopische Gesteinsbeschreibungen von Geröllen aus den Konglomeratfächern von W nach E
 - 6.1.1. NW-Hang Ratzinger Höhe
 - 6.1.2. SE-Ecke Westerbuchberg I und II
 - 6.1.3. Bachanriß SE Grabenstätt
 - 6.1.4. Thalberggraben am Hochberg
 - 6.1.5. Blaue Wand am Hochberg
 - 6.1.6. W-Seite des Wachtberges
 - 6.1.7. E-Seite des Wachtberges
 - 6.1.8. Psammite aus diversen Aufschlüssen
 - 6.1.9. Schotterbank der Tiroler Ache am Osterbuchberg
- 6.2. Fotos von Dünnschliffen
- 6.3. Tabellen der Geröllanzahl und -gewichte
- 6.4. Diagramme der Geröllzählungen
- 6.5. Diagramme der Geröllgewichte
- 6.6. Abbildungen und Tabellen

Dieses Beiheft ist am Institut für Mineralogie und Petrographie, Theresienstr. 41, D - 8000 München 2, einzusehen. Es ist auch durch Anfrage an den Verfasser erhältlich.

